II SIMPÓSIO SOBRE O CRATON DO SÃO FRANCISCO

Evolução Tectônica e Metalogenética do Craton do São Francisco

Salvador, Bahia, 22 a 31 de agosto de 1993

ANAIS



SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA
NÚCLEO BAHIA/SERGIPE

SUPERINTENDÊNCIA DE GEOLOGIA
E RECURSOS MINERAIS - SGM

II SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO
EVOLUÇÃO TECTÔNICA E METALOGENÉTICA

Salvador, Bahia 22 a 31/8/1993

Promoção:	SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA, NÚCLEO BAHIA-SERGIPE SUPERINTENDÊNCIA DE GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS (SGM)
Organização:	SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA, NÚCLEO BAHIA-SERGIPE
Patrocínio:	COMPANHIA BAIANA DE PESQUISA MINERAL – CBPM DOCEGEO GEOLOGIA E SONDAGENS S.A. – GEOSOL MAGNESITA S.A. PETROBRÁS S.A.

II SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO

EVOLUÇÃO TECTÔNICA E METALOGENÉTICA

Salvador, Bahia, 22 a 31/8/1993

ANAIS

SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA

Diretoria executiva nacional:

Presidente:	Cláudio Riccomini
Vice-Presidente:	José Carlos Gaspar
Diretor-Secretário:	Sergio Kleinfelder Rodriguez
Diretor-Tesoureiro:	Sergio Brandolise Citrone
Diretor de Publicações:	Hermes Augusto Verner Inda
1º Diretor-Suplente:	Fernando Pelon Miranda
2º Diretor-Suplente:	Margareth M. Alheiros

Diretoria do núcleo Bahia-Sergipe:

Presidente:	Aroldo Misi
Vice-Presidente:	José Maria Landim Dominguez
1º Secretário:	Maria da Glória da Silva
2º Secretário:	Carlson de Matos Maia Leite
1º Tesoureiro:	José Haroldo da Silva Sá
2º Tesoureiro:	Nelson Custódio da Silveira Filho
Diretor de Publicações:	Valter Mônaco Conceição Filho
Diretor de Sergipe:	Gilvan Pio Hamsi Júnior
Diretor Suplente:	Luciano Portugal Magnavita
Diretor Suplente:	Jorge Glauco Costa Nascimento

Comissão organizadora do simpósio:

Coordenadores:	Augusto J. Pedreira Aroldo Misi José Maria Landim Dominguez
Coordenadores temáticos:	Naomi Ussami Fernando Flecha Alkmim José Maria Landim Dominguez Reinhardt Adolf Fuck Aroldo Misi Lydia Maria Lobato Mário César Heredia Figueiredo Johildo Salomão Figueiredo Barbosa Pierre Sabaté Alfonso Schrank
Infra-estrutura:	Nelson Custódio da Silveira Filho Maria da Glória da Silva Luciano Portugal Magnavita Antonio Carlos de Azevedo Chaves Reginaldo Alves dos Santos
Publicações:	Moacyr Moura Marinho Valter Mônaco Conceição Filho Carlson de Matos Maia Leite Icalmar Antonio Vianna Carla Barreto de Araujo Liliana Maria de Oliveira Silva
Secretária:	Eneida Pedreira Borges

APRESENTAÇÃO

A realização deste Simpósio concretiza um Projeto iniciado há cerca de três anos pelo Núcleo Bahia-Sergipe da Sociedade Brasileira de Geologia, com o apoio financeiro, desde a fase inicial, da Superintendência de Geologia e Recursos Minerais, autarquia vinculada à Secretaria da Indústria, Comércio e Turismo do Governo do Estado da Bahia, assim como do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq). O Projeto surgiu da constatação de que já haviam decorridos 12 anos desde a realização do I Simpósio e que, nesse período, foi produzida uma quantidade considerável de dados que precisavam ser apresentados e discutidos de uma forma integrada.

O Cráton do São Francisco constitui a porção da crosta antiga, pré-cambriana, mais acessível e melhor preservada da placa sul americana. Englobando principalmente os Estados de Bahia, Minas Gerais e Goiás, esta importante unidade geotectônica é responsável por cerca de 25% da produção mineral brasileira, além de encerrar cerca de 30% das reservas de minérios metálicos do País. Apenas isto justificaria o investimento de recursos para o seu conhecimento, mas deve-se considerar também os aspectos relacionados à pesquisa científica e à formação de pessoal envolvidos. O Cráton do São Francisco se constitui num verdadeiro laboratório de pesquisa que, pela diversidade de feições geológicas e pelas suas excelentes exposições, tem possibilitado a formação de inúmeros pesquisadores e de profissionais, a partir dos trabalhos realizados principalmente pelas Universidades, sobretudo nos últimos 15 anos.

Os Anais do Simpósio aquí apresentados, bem como o livro *O Cráton do São Francisco*, contendo um balanço do Estado da Arte nos últimos 12 anos, dois dos produtos principais deste Projeto, refletem muito bem o papel que as Universidades vêm desempenhando para o conhecimento do Cráton do São Francisco. No que se refere aos Anais, cerca de 80% dos trabalhos inscritos e aprovados para apresentação e publicação, cujo número total é bastante significativo (107 trabalhos), tem sua origem em projetos de pesquisas realizados no âmbito das Universidades, destacando-se as seguintes: UFBa (20), USP (16), UFMG (12), UnB (6), UFRJ (6) e UNICAMP (5), e outros provenientes de diversas universidades brasileiras (UFPb, UFRS, UFRN, UERJ, UFOP) e do exterior (Canadá, Alemanha, França, Itália e EUA), estas últimas responsáveis por 12 trabalhos. Muitos desses trabalhos são realizados em co-autoria com profissionais oriundos de empresas estatais e privadas, o que é também um dado muito positivo. Dentre as empresas que mais participam com trabalhos neste Simpósio, destacam-se: a PETROBRÁS (9), e a CPRM (6).

Um dos objetivos principais do Projeto que agora se concretiza, é que sejam dados verdadeiros saltos qualitativos no conhecimento do Cráton do São Francisco. Estamos seguros de que este objetivo será atingido, assim como todos os demais.

Aroldo Misi
Presidente do Núcleo Bahia-Sergipe
Sociedade Brasileira de Geologia

ÍNDICE

- **INTRODUÇÃO** 1

- **Brito Neves, B.B.**
  De Rodínia a Gondwana. São Francisco/Congo: Placa, Continente/Península, Cráton e Antepaís. 3

- **Barbosa, J.S.F. & Dominguez, J.M.L.**
  O novo mapa geológico do Estado da Bahia ao milionésimo. 6

CAPÍTULO I. Terrenos metamórficos de alto grau 7

Coordenadores: Dr. Mário Figueiredo (USP) e Dr. Johildo Barbosa (UFBA)

- **Barbosa, J.S.F.**
  O embasamento do Cráton do São Francisco na Bahia: síntese do conhecimento atual. 9

- **Marinho, M.M. & Barbosa, J.S.F.**
  O embasamento do Cráton do São Francisco no sudeste da Bahia: revisão geocronológica. 12

- **Ledru, P., Cocherie, A., Barbosa, J.**
  Ages du métamorphisme granulitique dans le Cráton du São Francisco (Brésil), implications sur la nature de l'orogene transamazonien. 17

- **Teixeira, W. & Canzians da Silva, F.**
  A evolução tectonotermal proterozóica do Cráton do São Francisco, com base em interpretações geocronológicas K-Ar. 18

- **Iyer, S.S., Barbosa, J.S.F., Choudhuri, A. & Krouse, H.R.**
  Possíveis fontes de CO2 em rochas da fácies granulito: evidências de isótopos de carbono no Complexo Jequié, Bahia, Brazil. 21

- **Costa, A.G., Rosiére, C.A., Vidal, W.C., Viana, C.S. & Laureano, F.V.**
  Evolução tectono-metamórfica de rochas granulíticas do Cinturão Costeiro em Minas Gerais. 23

- **Choudhuri, A. & Enzweiler, J.**
  Enderbitic gneisses and charnockite massifs in the Varginha-Guaxupé Complex: a question of melt generation during granulite facies metamorfism. 26

CAPITULO II. Magmatismo e evolução crustal: terrenos granito-greenstone, associações TTG, plutonismo ácido e magmatismo máfico-ultra-máfico 31

Coordenadores: Dr. Pierre Sabaté (ORSTOM-UFBA) e Dr. Alfonso Schrank (UNICAMP)

- **Pires, F.R.M. & Barbosa, M.I.M.**
  O limite meridional do Cráton São Francisco e o posicionamento de granitos colisionais. 33

- **Dossin, I.A., Dossin, T.M., Charvet, J. Cocherie, A. & Rossi, P.**
  Single-zircon dating by step-wise Pb-Evaporation of Middle Proterozoic magmatism in the Espinhaco Range, Southeastern São Francisco Cráton (Minas Gerais, Brazil). 39

- **Martin, H., Sabaté, P., Pencat, J.J. & Cunha, J.C.**
  Os processos de geração de crosta continental antiga: exemplo do Maciço Arqueano de Sete Voltas (Ba). 43
- **Conceição, R.V., Lafon, J.M. & Conceição, H.**
  Sienito de Santanápolis — dados geocronológicos: uma idade máxima para o metamorfismo da fácies anfibolito na região entre Feira de Santana e Lamarão — Bahia (NE do Cráton do São Francisco). 48
- **Conceição, H.**
  Sienitos do Estado da Bahia: um epítome e interpretação à luz do conhecimento atual. 52
- **Leite, C.M.M.: Santos, R.A. & Conceição, H.**
  A Província Toleítica-Alcalina de Campo Alegre de Lourdes: geologia e evolução tectônica. 56
- **Matos, F.V.M. & Conceição, H.**
  Granitogênese associada à parte oeste do Cráton Serrinha e o *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru: geologia e tipologia. 60
- **Alves da Silva, F.C., Chauvet, A. & Faure, M.**
  Thrusting, wrench-type tectonics and granite emplacement during an early Proterozoic basin closure: the exemple of the Rio Itapicuru Greenstone Belt (RIGB)-NE-Brazil. 63
- **Figueiredo, M.C.H.**
  Geoquímica da parte sul do *Greenstone Belt* Rio Itapicuru — nordeste da Bahia. 67
- **Carneiro, M.A., Teixeira, W. & Machado, N.**
  Evolução geológica policíclica de terrenos granito-*greenstone* do Arqueano Superior do Cráton do São Francisco meridional: um exemplo a partir do complexo metamorfico Bonfim setentrional. 70
- **Santos-Pinto, M., Martin, H. & Sabaté, P.**
  Reciclagem da crosta continental: os granitóides do Bloco Gavião — dados preliminares. 75
- **Figuerôa, I. & Santos, E.J.**
  Características petrogenéticas de uma crosta com 3,3 Ga na parte norte do Cráton do São Francisco. 78
- **Figuerôa, I. & Silva Filho, M.A. da**
  Ortognaisses do Cinturão Móvel Salvador-Curaçá na região do médio São Francisco. 82
- **Rosa, M.L. da S. & Conceição, H.**
  Maciço sienítico gnáissico de São Félix: aspectos petrográficos e estruturais. 85
- **Oliveira, E.P. & Lacerda, C.M.M.**
  Field evidences for the synkinematic emplacement of the Caraíba Hypersthenites, Bahia, Brazil. 89
- **Lacerda, M.P.C., Correia Neves, J.M. & Bilal, E.**
  Granitóides pré-cambrianos da região de Moeda e Belo Vale - Complexo Moeda (Quadrilátero Ferrífero, MG). 93
- **Costa, A.F da. & Lobato, L.M.**
  Considerações sobre a alteração hidrotermal nas rochas gnáissicas do Complexo de Caeté na zona de contato com o Grupo Nova Lima, QF-MG. 97
- **Machado, N. & Noce, C.M.**
  A evolução do setor sul do Cráton do São Francisco entre 3,1 e 0,5 G.A. baseada em geocronologia U-Pb. 100
- **Kuyumjian, R.M.**
  Quimismo e significado geotectônico dos metabasaltos pré-cambrianos do maciço de Góias. 106
- **Magalhões, L.F. & Nilson, A.A.**
  Litogeoquímica das metagrauvacas do *greenstone belt* de Crixás e sua importância para a evolução dos terrenos arqueanos de Goiás. 109

- **Topitsch, W.M.**
  Geoquímica e petrologia dos ultramafitos e mafitos da Serra de Jacobina/Bahia: komatiitos, basaltos de alto Mg e toleiitos numa bacia oceânica intracontinental. **109**

- **Pinheiro, S.O. & Nilson, A.A.**
  Meta-komatiitos do Grupo Nova Lima, na região de Rio Manso, Minas Gerais - Observações preliminares. **112**

- **Correa Gomes, L. C., Araújo, C.B., Tanner de Oliveira, M.A.F. & Cruz, M.J.M.**
  Mecanismo de intrusão do enxame de diques máficos alcalinos de Itapé - Faixa Atlântica do Cráton do São Francisco – Bahia – Brasil. **115**

- **Moraes-Brito, C., Bellieni, G., Comin-Chiaramonti, P., Figueiredo, A.M., Marques, L.S., Melfi, A.J.,Petrini, R. & Picirillo, E.M.**
  Diques máficos não-metamorfisados proterozóicos da região de Salvador-Ba: geoquímica, petrologia e isótopos de Sr-Nd. **119**

- **Nilson, A.A. & Rosa, C.T.A.**
  Complexos máfico-ultramáficos pré-cambrianos do Cráton do São Francisco, faixas marginais e seu significado tectônico — uma revisão. **124**

- **Dossin, T.M., Dossin, I.A., Charvet, J., Pouclet, A. & Lapierre, H.**
  Late proterozoic mafic dykes swarms from the Espinhaço range (Minas Gerais – Brasil): geochemistry and tectonic setting. **128**

- **Pedrosa-Soares, A.C., Grossi Sad, J.H. & Vidal, Ph.**
  Evidences of a constructive margin in the Sanfranciscan Plate (Araçuaí Belt, MG): a geochemical evaluation of metabasic rocks. **131**

CAPÍTULO III. Estrutura e dinâmica do cráton — abordagem geofísica. as coberturas sedimentares como memória da evolução do Cráton **135**

Coordenadores: Dra. Naomi Ussami (USP), Dr. Fernando Flecha Alkmim (UFOP) e Dr. José Maria Landim Dominguez (UFBA).

- **Ussami, N. & Sá, N.C.**
  Digital (10′ × 10′) gravity maps of the São Francisco Cráton and marginal fold/thrust belts. **137**

- **Marangoni, Y. & Karner, G.D.**
  Flexural model for the brazilian thrust belts. **140**

- **D'Agrella Filho, M.S. & Pacca, I.D.**
  Paleomagnetism of Lower Proterozoic mafic dike swarms and basement rocks from the São Francisco Craton: tectonic implications. **143**

- **D'Agrella Filho, M.S. & Pacca, I.D.**
  Paleomagnetism of Middle-Late Proterozoic mafic dyke swarms from the São Francisco Craton: tectonic imolications. **146**

- **Machado, N., Noce, C.M. & Feng, R.**
  Idades 207Pb/206Pb de zircões detríticos de rochas meta-sedimentares da região do Quadrilátero Ferrífero, sul do Cráton do São Francisco. Considerações sobre áreas-fonte e idades de sedimentação. **149**

- **Babinski, M., Chemale Jr., F. & Van Schmus, W.R.**
  A idade das formações ferríferas bandadas do Supergrupo Minas e sua correlação com aquelas da África do Sul e Austrália. **152**

- **Silva, R.R.**
  Seqüências estratigráficas da fase *rift* do Supergrupo Espinhaço, Diamantina, Minas Gerais. **154**

- **Dominguez, J.M.L. & Rocha, G.M.F.**
  Middle Proterozoic paleogeography of the central portion of the São Francisco Cráton in the State of Bahia. 158

- **Babinski, M., Van Schmus, W.R., Chemale Jr., F., Brito Neves, B.B. & Rocha, A.J.D.**
  Idade isocrônica Pb/Pb em rochas carbonáticas da Formação Caboclo, em Morro do Chapéu, BA. 160

- **Braun, O.P., Martins, M. & Oliveira, W.J.**
  Continuidade das seqüências rifeanas sob a Bacia do São Francisco constatada por levantamentos geofísicos em Minas Gerais. 164

- **Martins, M., Teixeira, L.B. & Braun, O.P.**
  Considerações sobre a estratigrafia da Bacia do São Francisco com base em dados de sub-superfície. 167

- **Marinho, F.**
  Interpretação dos dados gravimétricos e aeromagnetométricos da porção central da bacia proterozóica do São Francisco — nordeste do Estado de Minas Gerais. 170

- **Porsani, J.L. & Fontes, S.L.**
  Estrutura geoelétrica da Bacia do São Francisco pelo método magnetotelúrico. 173

- **Roque, A. & Ribeiro, F.B.**
  Distribuição vertical de U, Th e K e da taxa de produção de calor nos sedimentos da Bacia do São Francisco (MG). 176

- **Teixeira, L.B., Martins, M. & Braun, O.P.G.**
  Evolução geológica da Bacia do São Francisco com base em sísmica de reflexão e métodos potenciais. 179

- **Babinski, M., Van Schmus, W.R., Chemale Jr., F. & Kawashita, K.**
  Evolução geológica da porção sul da Bacia do São Francisco baseada na geoquímica isotópica de Pb em rochas carbonáticas. 182

- **Souza, P.C., Spadini, A.R., Guerra, W.J. & Córdoba, V.M.C.**
  Considerações sobre o sistema deposicional da Formação Lagoa do Jacaré — Grupo Bambuí, Minas Gerais, Brasil. 186

- **Chiavegatto, J.R.S. & Gomes, N.S.**
  Análise estratigráfica das seqüências tempestíticas da Formação Três Marias na porção meridional da Bacia do São Francisco. 189

- **Misi, A.**
  A sedimentação carbonática do Proterozóico superior no Cráton São Francisco: evolução diagenética e estratigrafia isotópica. 192

- **Chang, H.K., Kawashita, K., Alkmim, F.F. & Moreira, M.Z.**
  Considerações sobre a estratigrafia isotópica do Grupo Bambuí. 195

- **Danderfer Filho, A., Lagoeiro, L.E. & Alkmin, F.F.**
  O sistema de dobramentos e empurrões da Chapada Diamantina (BA): registro da inversão do aulacógeno do Espinhaço no decorrer do evento Brasiliano. 197

- **Rocha, G.M.F. & Dominguez, J.M.L.**
  As fases da deformação brasiliana atuantes nos supergrupos Espinhaço e São Francisco no Estado da Bahia. 200

- **Bertholdo, A.L., Alkmim, F.F. & Trouw, R.A.**
  O comportamento estrutural das coberturas meso-eneo-proterozóicas do Cráton do São Francisco nas Serras do Espinhaço Setentrional, Central e Palmas de Monte Alto (MG-BA). 205

- **Bacellar, L.A.P. & Alkmim, F.F.**
  A deformação das coberturas proterozóicas do Cráton do São Francisco ao longo da seção Coromandel – Três Marias – Conselheiro Mata (MG). 208

- **Souza Filho, R.G. & Alkmin, F.F.**
  A discordância angular entre os supergrupos Espinhaco e São Francisco e o arcabouço da região da Serra do Cabral, MG. 212

- **Braun, O.P.**
  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.215

- **Silva Filho, M.A.**
  A evolução da margem norte do Cráton do São Francisco no Proterozóico médio. 218

- **Angelim, L.A.A. & Silva Filho, M.A.**
  Compartimentação geotectônica do Cráton do São Francisco na região de Sobradinho, Bahia. 221

- **Paciullo, F.V.P., Ribeiro A. & Andreis, R.R.**
  Reconstrução de uma bacia fragmentadao caso do ciclo deposicional Andrelândia. 224

- **Magnavita, L.P.**
  Reativação do embasamento pré-cambriano durante a abertura cretácea do rifte do Recôncavo-Tucano-Jatobá, NE Brasil. 227

- **Saadi, A.**
  Neotectônica e tectônica recorrente na porção sul do Cráton do São Francisco. 230

- **Ulhein, A. & Trompette, R.**
  Sedimentação gravitacional versus glacial no Proterozóico superior (Grupo Macaúbas) ao longo da transição Cráton do São Francisco — Faixa Araçuaí. 233

CAPÍTULO IV. As faixas marginais: limites do cráton e repercussões nas zonas internas 237

Coordenador: Dr. Reinhardt A. Fuck (UnB).

- **Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., Hackspacher, P. & Babinski, M.**
  Identification of crustal blocks in northeast Brazil using Sm-Nd and U-Pb geochronology. 239

- **Brito Neves, B.B., Van Schmus, W.R., Babinski, M. & Sabin, T.**
  O evento de magmatismo de 1,0 Ga nas faixas móveis ao norte do Cráton do São Francisco. 243

- **D'El Rey Silva, L.J.H.**
  Evolução tectônica da Faixa Sergipana e implicações para o sistema Brasiliano-Panafricano. 246

- **Egydio-Silva, M., Trompette, R., Karmann, I. & Uhlein, A.**
  A tectônica do Grupo Rio Pardo no contexto cinemático do Cráton do São Francisco. 249

- **Celino, J.J. & Conceição, H.**
  Reconhecimento geológico dos granitóides da Faixa de Dobramentos Araçuaí no extremo sul da Bahia e nordeste de Minas Gerais. 252

- **Almeida, F.F.M.**
  Limites do Cráton do São Francisco em Minas Gerais: síntese de conhecimentos. 256

- **Trouw, R.A.J. & Pankhurst, R.J.**
  Idades radiométricas ao sul do Cráton do São Francisco: região da Folha de Barbacena, Minas Gerais. 260

- **Heilbron, M., Valeriano, C.M.; Tupinambá, M.; Almeida, J.C.H., Valadares, C., Silva, L.G.E., Nava, D.B. & Dios, F.B.**
  Compartimentação tectônica e evolução geológica do segmento central da Faixa Ribeira, ao sul do Cráton do São Francisco: uma interpretação. 263

- **Tupinambá, M.**
  Metamorfismo granulítico do Complexo Paraíba do Sul na porção setentrional da Faixa Ribeira, a leste do Cráton do São Francisco. 266

- **Machado, R. & Endo, I.**
  Estruturas transcorrentes na borda sul do Cráton do São Francisco: uma interpretação. 269

- **Szabó, G.A.J., Roig, H.L., Schrank, A. & Choudhuri, A.**
  Duas faixas lito-estruturais distintas e o limite das províncias Tocantins e Mantiqueira, entre Alpinópolis e Nova Resende (MG). 272

- **Valeriano, C.M., Simões, L.S.A. & Heilbron, M.**
  Estruturação da porção meridional da Faixa Brasília, sudoeste de Minas Gerais: implicações sobre a definição do limite regional do Cráton do São Francisco. 275

- **Strieder, A.J. & Nilson, A.A.**
  Abadiânia nappe emplacement and dispersion: some constraints on the evolution of central Brazil. 277

- **Fonseca, M.A. & Dardenne, M.A.**
  Sistemas de falhamentos transcorrentes na porção norte da faixa de dobramentos Brasília. 280

- **Endo, I. & Machado, R.**
  Nova perspectiva de interpretação tectônica das faixas de dobramentos marginais ao Cráton do São Francisco. 283

- **Baars, F.J. & Wit, M.J.**
  Critérios para a sub-divisão tectono-estratigráfica de terrenos em escudo continental: o exemplo da porção sul do Cráton do São Francisco. 286

- **Valeriano, C.M.**
  Evolução tectônica da extremidade da Faixa Brasília, região da Represa de Furnas, sudoeste de Minas Gerais. 290

- **Valente, C.R.**
  A tectônica transpressiva proterozóica da borda ocidental do Cráton do São Francisco. 292

- **Laranjeira, N.P.F. & Dardenne, M.A.**
  Litoestratigrafia do Grupo Paranoá na região de Unaí, MG. 295

- **Guimarães, E.M.**
  Implicações da caracterização mineralógica e química da Formação Três Marias — região de Cabeceiras (GO) na interpretação da gênese da bacia. 298

- **Cruz, E.L.C.C. & Kuyumjian, R.M.**
  O embasamento da porção norte da Faixa Brasília na região de Almas-Divinópolis (TO) e seu contexto geodinâmico durante o Brasiliano. 302

- **Egydio-Silva, M., Trompette, R. & Karmann, I.**
  O sistema de dobramentos Rio Preto — Parte intracratônica de uma zona de colisão envolvendo as placas do Congo-São Francisco e do NE Brasil/Centro-Oeste África. 305

- **Chaves, J.M. & Celino, J.J.**
  Os granitóides do domínio Macururé e a sua implicação na evolução geodinâmica da Faixa Sergipana (NE do Brasil). 308

- **Destro, N., Magnavita, L.P. & Aragão, M.A.N.F.**
  Faixa de dobramentos do baixo São Francisco: individualização tectônica do segmento norte da Faixa Sergipana. 312

CAPÍTULO V. Processos e modelos metalogenéticos 317

Coordenadores: Dr. Aroldo Misi (UFBA) e Dra. Lydia Lobato (UFMG)

- **Xavier, R.P.**
  Fluidos associados a depósitos de ouro mesotermais do *greenstone belt* do Rio Itapicuru, Bahia: principais características e possíveis fontes. 319
- **Silva, M.G. da & Rocha Neto, M.B.**
  Evolução metamórfica do *greenstone belt* do Rio Itapicuru e suas relações com as mineralizações auríferas. 323
- **Freitas-Silva, F.H. & Coelho, C.E.S.**
  Controle estrutural do depósito de ouro Fazenda Maria Preta e implicações para prospecção aurífera no médio Rio Itapicuru, Bahia. 327
- **Fonseca, E. & Lobato, L.M.**
  Depósito aurífero em zona de cisalhamento na borda leste do Cráton São Francisco: Riacho dos Machados, Minas Gerais. 331
- **Melo Junior, G.**
  Gênese da mineralização aurífera de Jacobina, Bahia: uma hipótese alternativa. 334
- **Ledru, P., Milési, J.P. & Sabaté, P.**
  Le basin d'avant-chaine de Jacobina (Brésil), marqueur de l'édification et de l'effondrement de le châine transamazonienne. 337
- **Iyer, S.S., Krouse, H.R. & Babinski, M.**
  Isotope investigations on carbonate rocks hosted lead-zinc deposits from Bambuí Group, Minas Gerais — Brazil: Implications for ore genesis and prospect evaluation. 338
- **Franca-Rocha, W.J.S. & Misi, A.**
  Estilo tectônico associado às mineralizações tipo SEDEX nas coberturas do Proterozóico médio do Cráton do São Francisco. 340
- **Misi, A.**
  As coberturas proterozóicas do Cráton do São Francisco: processos metalogenéticos relacionados à sua evolução. 344
- **Silva, M.G. da & Abram, M.B.**
  Algumas considerações sobre o potencial metalogenético de um *trend* de corpos máficos estratificados, na porção sul-sudeste do Cráton do São Francisco, Bahia. 347
- **Oliveira, E.P. & Choundhuri, A.**
  Sulphur isotope geochemistry indicative of a mantle source for the Caraíba copper sulphides, Brazil. 351
- **Choudhuri, A., Iyer, S.S. & Krouse, H.R.**
  Sulfur isotopes in archean komatiite-hosted nickel-copper sulfides from the Morro do Ferro Greenstone Belt, Minas Gerais, Brazil. 354
- **Motta Pereira, L.M. & Lacerda, M.P.C.**
  Corpos máfico-ultramáficos com ocorrência de cromita na região de Serranópolis, MG. 357
- **Olivo, G.R., Gauthierv, M., Bardoux, M., Leão de Sá, E., Fonsêca, J.T.F. & Santana, F.C.**
  A Mina do Cauê: deformação e controle estrutural da mineralização aurífera. 359
- **Marciano, V.R.P.R.O., Svisero, D.P. & Correia Neves, J.M.**
  Dados geocronológicos de pegmatitos da borda oriental do Cráton do São Francisco. 362
- **César-Mendes, J. & Svisero, D.P.**
  Aspectos mineralógicos e geoquímicos dos berilos do pegmatito do Cruzeiro, São Jose da Safira, Estado de Minas Gerais. 365

INTRODUÇÃO

DE RODÍNIA A GONDWANA. SÃO FRANCISCO/CONGO: PLACA, CONTINENTE/PENÍNSULA, CRÁTON E ANTEPAÍS

Benjamim Bley de Brito Neves[1]

1. Introdução.

Os dados geológicos e geofísicos sumulados nesta década (vide bibliografia) vêm demonstrando que a geração de supercontinentes (fusão) tem sido acontecimento frequente do pós-Arqueano.

As fontes desta constatação são o paleomagnetismo e a correlação/continuidade dos orógenos proterozóicos, que eram globalmente contínuos e foram seccionados pela instalação de margens continentais mais jovens — proterozóicas e fanerozóicas. A Geologia Isotópica faz seu papel auxiliar, e a especulação bem conduzida é condimento necessário à interpretação.

As características mutantes — forma, dimensão, posição, protagonismo — da camada rígida externa do planeta não são capricho insondável. É a forma de perda de calor do interior da Terra mais elegante, e vislumbrada apenas parcialmente pelo observador cenozóico.

Este trabalho procura enfocar a história desta porção litosférica, hoje *mineiro-bahiana* e *Cráton do S. Francisco* (CSF), na perspectiva do tempo e no contexto do globo nos últimos eons.

2. Pré-Rodínia.

A aglutinação de supercontinentes teve sua primeira grande expressão no Paleoproterozóico, com a sucessão de orogenias Eburneana/Transamazônica (2,1-1,9 Ga) e Calderiana/Barramundi (1,9-1,8 Ga), e equivalentes, que articularam por convergência os primeiros microcontinentes arqueanos. Na porção *S.Francisco/Congo/Kasai/Angola*, estes processos de articulação estão bem registrados. No lado brasileiro, os cinturões móveis Oriental (Atlântico) e Ocidental da Bahia envolveram e aglutinaram diversas massas crustais preexistentes: *Jequié*, *Lençóis*, etc. etc. Toda a restante história pré-Rodínia é de formação de bacias sedimentares cratônicas (magmatismo associado). Embora a posição e a extensão destas massas continentais mesoproterozóicas imprescindam de melhor conhecimento.

3. Rodínia.

Esta designação é destinada a somatória inexcedível de massas continentais, no final do Meso-proterozóico, com os processos de aglutinação conseqüentes às orogenias Grenville/Kibariano (e assemelhadas). Nesta época (1.3 a 1.0 Ga) formou-se uma cinta praticamente contínua de orógenos (colisionais predominantes) que logrou articular o extenso contexto de massas continentais presentes em todo o globo.

Os registros deste ciclo estão presentes no ocidente da Amazônia (S. Ignácio, Sansas/Aguapeí) e no centro oeste brasileiros (Juscelândia/Taguar, Andrelandiano), este último circundando o CSF.

Nas demais porções do território brasileiro, embora aventado com freqüência não há dados concretos sobre sua existência (ou são dados conturbados pelos eventos do Brasiliano). No lado africano (e demais parceiros gondwânicos) este ciclo foi importante (Kibariano/Lurio/Irumide) circunscrevendo massas crustais e faixas eoproterozóicas preexistentes.

[1] Departamento de Geologia Geral — Instituto de Geociências — USP

4. Pós-Rodínia.

a) *A grande placa litosférica Neoproterozóica*

A fissão de Rodínia tem registro rico e variado (±1.000 – 900 Ma) no tempo e na população dos elementos tectônicos dela gerados.

Dentre os ambientes bacinais gerados pela tafrogênese destacam-se riftes, bacias proto-oceânicas (Sergipano-Oubanguides, Riacho do Pontal, Pajeú-Paraíba), pequenos (Rokelide, Pharusia, Damara-Zambezi, Oeste Goiás, Serro-Ribeirão da Folha, Charrua), médios e grandes oceanos (Adamastar, Árabe-Nubiano), e outros em fase de pesquisa.

Vários blocos, de diferentes dimensões (e papéis tectônicos) foram gerados neste processo extensional a nível do globo. Destaque em primeiro plano para a grande placa litosférica São Francisco-Gabão-Congo-Kasai-Angola (*SFGCKA*), e os muitos blocos a esta periféricos, como Mayombe, Guanhães, Rio de La Plata, Paraná, Goiás, Morro do Estreito, PE-AL, etc.

Esta placa neoproterozóica desenvolveu amplas margens passivas, associadas com aulacógenos (Sangha, Bukoban, Kundelungu, etc.) e zonas transformantes, saliências e reentrâncias, consubstanciando um contorno complexo. Apenas na sua porção nordeste, a SFGCKA desenvolveu importante contingente de litosfera oceânica (Oceano *ANEKT*).

b) *O Continente/Península*

Durante parte do Neoproterozóico (±950 – 600 Ma), a expressão isostaticamente positiva dessa placa constituiu um grande continente, onde processos sedimentares diversos (três glaciações são conhecidas) foram estabelecidos, alguns deles em estreita relação com as margens continentais.

Deste vasto continente, a porção *bahiano-mineira CSF* foi uma península, balizada essencialmente por margens passivas, com alguns microcontinentes em volta. Esta península esteve práticamente submersa, ou reduzida a arquipélago de poucos cumes, pelo avanço epicontinental dos mares neoproterozóicos.

5. Gondwana.

Durante o Neoproterozóico houve uma grande aglutinação de massas crustais em torno da *SFGCKA*, enquanto que outras massas importantes como Laurentia, Báltica e Sibéria se desarticulavam e tomavam caminhos diferentes e próprios.

Esta aglutinação, que teve o *SFGCKA* numa posição ímpar, foco da movimentação centrípeta de outras massas, e sede portanto de convergência (e inúmeras frentes colisionais) veio a gerar o supercontinente de Gondwana.

Ao final do Proterozóico e início do Cambriano começaram a fechar as bacias em volta do *SFGCKA*, completando seus ciclos wilsonianos. A aproximação convergente de outras massas co-irmãs (West África, Amazônia, Rio de La Plata, Kalahari, Índia/Dharwar) e a interveniência de blocos menores entre estas posicionados desencadeou um processo multicolisional, e em parte apenas acrescionário.

a) *O Cráton*

Nos termos desta aglutinação, o *SFGCKA* passou a funcionar como *underriding plate* e o continente como referencial estável, diante de toda mobilidade instaurada no processo de fechamento dos diversos ambientes bacinais periféricos e de edificação consequente de faixas móveis.

O Cráton, em realidade, é a extensa área continental, que funcionou com relativa estabilidade perante a formação de um anel quase contínuo de faixas móveis, que lhe dirigiam a polaridade estrutural. São elas: Sergipano — Oubanguides, Riacho do Pontal — Rio Preto, Brasília — Rio Grande, Araçuaí — Rio Pardo — West Congo, Damara — Ribeira pró-parte, Lufiliano — Zambezi, Moçambique — Árabe — Nubiano.

A designação de São Francisco expressa uma conotação regionalista (brasileira) e local (península) de uma expressão paleo-geográfica geotectônica mais vasta.

A articulação ao longo da linha Moçambique — Árabe — Nubiana foi de grande importância acrescionária, e ela é considerada como divisória do Gondwana em Ocidental e Oriental.

Discriminar as áreas absolutamente cratônicas nesta vasta área preenchendo todos os requisitos geológicos e geofísicos da definição é uma tarefa do futuro. Alguns desses núcleos estáveis já foram delineados na fração brasileira.

b) *O Antepaís*

O envolvimento das bordas do continente e de sua cobertura no processo multicolisional a que foi submetido durante o amalgamento de Gondwana tem várias matizes, níveis e intensidade. A reconstituição da forma e dimensões original do continente fica comprometida.

Em algumas regiões fica difícil decidir o que fez parte do embasamento retrabalhado do continente daqueles do embasamento dos terrenos aportados na convergência.

A cobertura — na península sanfranciscana, por exemplo — foi envolvida formando anel quase contínuo de *foreland thrust — and — fold belts.*

Eventos impactogênicos tais que rupturas, dobramento idiomórfico, enxames de diques, intrusivas alcalinas, etc. penetram alguns quilomêtros continente a dentro. E a separação de um corredor a outro contíguo destas frentes de deformação é um processo lento e do futuro.

Não há no momento os dados estruturais necessários, mas apenas o suficiente para a concepção desta necessidade e algumas observações preliminares.

A discriminação cartográfica das zonas de antepaís (sentido de Suess, original) na península sanfranciscana — e em todo cráton — é uma tarefa a ser consumada gradualmente com o progresso do conhecimento, e fadada a freqüentes revisões.

Referências

ALKMIM, F.F.; CHEMALLE JR., F.; ENDO, I. no prelo. A deformação das coberturas proterozóicas do Cráton do São Francisco. *Rev. Bras. Geoc.*

DALZIEL, I. W. D. 1991. Pacific margins of Laurentia and East Antartica-Australia as a conjugate rift pair: Evidence and Implications for an Eocambrian supercontinent. *Geology*, 19:598-601.

HOFFMAN, P. 1991. Did the Breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside-out? *Science*, 252:1409-1412.

MOORES, E.M. 1991. Southwest U.S. - East Antartic (SWEAT) connection: A hypothesis. *Geology*, 19:425-428.

UNRUG, R. no prelo. Neoproterozoic Assembly of the Gondwana Supercontinent. Definition of component cratons and the keystone position of the Salvador - Congo Craton. *Precambrian Res.*

O NOVO MAPA GEOLOGICO DO ESTADO DA BAHIA AO MILIONÉSIMO

Johildo Salomão Figueiredo Barbosa[1]
José Maria Landim Dominguez[1]

Em 1978 foi concebido e editado pela extinta Coordenação da Produção Mineral da Secretaria de Minas, o Mapa Geológico do Estado da Bahia na escala 1:1.000.000. Este reconhecidamente, não só sintetizou o que era de mais moderno na geologia da época, mas, sobretudo, marcou uma nova fase em termos de cartas geológicas no país. Executado de acordo com padrões pioneiros no Brasil, o sucesso deste mapa foi sobretudo motivado pelo fato de ter-se podido compatibilizar e integrar todos os dados de programas geológicos básicos de geologia e, apresentá-los de uma forma sintética simples, acessível e original.

Decorridos 15 anos desde a realização do último mapa e em função do grande número de novas informações geradas neste período, foi firmado um convênio entre o Curso de Pós-Graduação em Geologia da UFBa e a Superintendência de Geologia e Recursos Minerais da Secretaria da Indústria, Comércio e Turismo do Estado da Bahia, para a elaboração de uma nova versão do Mapa Geológico ao milionésimo, com término previsto para outubro de 1993. O novo mapa está sendo executado e coordenado pelo corpo docente do Curso de Pós-Graduação em Geologia da UFBa, com a colaboração de técnicos e geólogos da CPRM, CBPM, PETROBRÁS e um professor da UnB. Para garantir a qualidade da compilação foram estabelecidas as seguintes linhas temáticas coordenadas independentemente por especialistas no tema:

- áreas metamórficas de alto grau do Arqueano e Proterozóico inferior,
- *greenstone belts* e cinturões de rochas de médio e baixo graus metamórficos, do Arqueano e Proterozóico superior,
- faixas de dobramentos,
- áreas de cobertura plataformal do Proterozóico médio e superior,
- províncias graníticas e alcalinas,
- províncias de diques máficos,
- coberturas fanerozóicas, sedimentos quaternários da costa atlântica e da plataforma continental.

Após concluídos, os trabalhos de cada coordenação temática, os dados serão integrados e compatibilizados de forma global. A compilação e integração dos dados esta sendo feita na escala 1:500.000. Após concluída a integração, o Mapa será digitalizado, e estará disponível para a comunidade geológia em duas formas: folha impressa na escala 1:1.000.000 e digital nas escalas 1:500.000 e 1:1.000.000.

[1]Curso de Pós-Graduação em Geologia - PPPG - UFBa

CAPÍTULO I

TERRENOS METAMÓRFICOS DE ALTO GRAU

O EMBASAMENTO DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO NA BAHIA: SÍNTESE DO CONHECIMENTO ATUAL

Johildo Salomão Figueirêdo Barbosa[1]

Um convênio envolvendo a SICT/UFBA/SGM/PPPG/FAPEX vem permitindo a elaboração de uma nova versão do Mapa Geológico do Estado da Bahia ao Milionésimo, por professores/pesquisadores do Curso de Pós-Graduação em Geologia da UFBA, com a colaboração de técnicos e geólogos da CBPM, CPRM e PETROBRÁS. Para isso tem-se utilizado os mais importantes trabalhos geológicos realizados nos últimos quinze anos, incluindo viagens de campo para a verificação e integração dos dados. Fruto destas pesquisas, é aqui apresentada uma síntese que, à luz dos elementos atualmente disponíveis, tenta explicar a evolução dos fenômenos geológicos responsáveis pela construção do embasamento do Cráton do São Francisco na Bahia. Um esquema evolutivo é proposto em três principais etapas, as quais foram associadas com os ciclos geotectônicos-geocronológicos arqueanos e do Proterozóico inferior reconhecidos na Bahia.

1. Ciclo Pré-Jequié.

Formação de uma crosta continental precoce, gerada por processos compatíveis com o modelo a dois estágios, admitido para a petrogênese das associações de tonalitos, trondhjemitos e granodioritos, TTGs (MARTIN 1987, MARTIN et al. 1992). Os testemunhos deste dinamismo plutônico, encontrados no embasamento da Bacia Contendas-Mirante e em áreas restritas no Bloco do Gavião (SW da Bahia) foram datados em cerca de 3,4 Ga (MARTIN et al. 1991, MARINHO 1991), tendo os TTGs penetrado um substrato ainda não claramente identificado. A Bacia Contendas-Mirante, intracratônica e possivelmente relacionada a processos de *rifting*, é marcada no seu início pela geração de um magmatismo continental, composto de vulcanitos toleíticos, intercalados com sedimentos químicos e químico exalativos (MARINHO 1991, MARINHO et al. 1992). As restritas supracrustais do Domínio Jequié-Mutuípe-Maracás (SE da Bahia), inclusas em gnaisses ortoderivados, cujo componente básico foi classificado como gabro/basalto de fundo oceânico (idade máxima de 3,2 Ga), além de remanescentes de seqüências sedimentares (Bouquira, Licínio de Almeida) e vulcano-sedimentares (Brumado, Riacho de Santana), no Bloco do Gavião, podem ter tido origem a partir de pequenas bacias intracratônicas e oceânicas. Estas últimas possivelmente possuiam assoalhos toleíticos que, subductados, produziram plutons tonalíticos-granodioríticos, que intrudiram as litologias preexistentes.

2. Ciclo Jequié.

Constituição de uma crosta tonalítica-granodiorítica e migmatítica com idades de 2,9/2,8 Ga ocorreu tanto no Bloco Gavião como no Domínio Jequié-Mutuípe-Maracás. Um estágio de expansão e oceanização da Bacia Contendas-Mirante se seguiu após a extrusão dos toleitos continentais. Sincronicamente uma outra bacia extensional, ao norte, parece ter iniciado sua instalação, com a formação de rochas vulcânicas básicas, folhelhos manganesíferos, arenitos e níveis conglomeráticos (Bacia do Complexo Itapicuru). Um plutonismo calcio-álcalino alto K, de composição enderbítica-charnockítica se efetivou na borda leste do Domínio Jequié-Mutuípe-Maracás, durante o período de 2,8/2,7 Ga. A química dessas rochas, progressivamente mais potássica em direção à Bacia Contendas-Mirante, sugere sua geração através de um mecanismo geodinâmico ativo, interpretado em termos de subducção para oeste (BARBOSA et al. 1992).

No que diz respeito às deformações e ao metamorfismo relacionado ao Ciclo Jequié, seus registros foram quase que totalmente apagados pela superposição do Ciclo Transamazônico. Com incertezas, pequenas exceções se fazem no interior dos Blocos Gavião e Serrinha e no Domínio Jequié-Mutuípe-Maracás onde os padrões de deformação são discrepantes dos *trends*

[1] Curso de Pós-Graduação em Geologia-PPPG/Programa de Pesquisa e Pós-Graduação em Geofísica da UFBA. R. Caetano Moura, 123, Federação, 40210-340, Salvador-Bahia

gerais transamazônicos. Neste último soma-se as evidências de uma granulitização precoce de baixa P (5 Kbar) e alta T (850–870°C) e de mobilizados migmatíticos com ortopiroxênio com supostas idades de 2,7 Ga.

3. Ciclo Transamazônico.

Edificação de um arco magmático ou uma margem continental ativa (FIGUEIREDO 1989, BARBOSA 1990, FIGUEIREDO & BARBOSA 1993), com produção de rochas toleíticas e cálcio-alcalinas baixo K, associadas com supracrustais, ocorreu em torno de 2,6/2,5 Ga, no Domínio da Costa Atlântica (SE da Bahia). Nesta etapa, uma subducção para leste, da Bacia Contendas-Mirante, sob a borda oeste do Domínio Jequié-Mutuípe-Maracás é proposta em função da existência de um vulcanismo cálcio-alcalino baixo K, datado de 2,5 Ga, associado à sedimentação detrítica das Formações Rio Gavião e Mirante, que localmente foram intrudidas por granitos também com idades próximas a 2,5 Ga. Datações mais novas que estas, em torno de 2,4 Ga, são registradas em monzonitos, de filiação shoshonítica-alcalina, associados ao arco magmático do Domínio da Costa Atlântica. No nordeste da Bahia, a formação dos primeiros protólitos transamazônicos parece que teve início após 2,4 Ga. Nessa época se admite o aparecimento de uma protocrosta oceânica entre o Bloco Gavião (3,4/2,9/2,8 Ga), na região de Mairi, e o Bloco Serrinha (2,9 Ga). Idades com cerca de 2,3 Ga foram encontradas em tonalitos cálcio-alcalinos (Complexo Caraíba), gerados por fusão de lâminas da protocosta oceânica, que se superpuseram, quando da reaproximação dos dois blocos Gavião e Serrinha referidos acima e, em cujas bordas se formaram prismas acrescionais vulcano-sedimentares (Complexo Ipirá) (MELO & PADILHA 1991). No Bloco Gavião, ainda na região de Mairi, a Bacia do Complexo Itapicuru, evoluiu para um tipo *rift*, situado no contexto de uma margem continental ativa, com alta taxa de subsidência (MASCARENHAS et al. 1992), possibilitando, possivelmente sobre uma crosta oceânica, a deposição dos meta-sedimentos do Grupo Jacobina (Formações Serra do Córrego, Rio do Ouro, etc.) que provavelmente foi contemporânea à formação das areias e arcóseos (Formação Areião - topo da sedimentação Contendas-Mirante), datados em torno de 2,2 Ga (MARINHO et al. 1992). No Bloco Serrinha, no Greenstone Belt do Rio Itapicuru, idades de 2,2 Ga, encontradas em "pilow" lavas, e de 2,1 Ga, identificadas em vulcânicas félsicas, registram a presença de uma bacia extensional provavelmente do tipo "back arc" (SILVA 1991). Granitos mantélicos com idades próximas a 2,0 Ga, deformados ou não, são identificados intrudindo as litologias arqueanas e do proterozóico inferior do embasamento do Cráton, com maior concentração de corpos a NE e SE da Bahia.

No SE da Bahia as deformações transamazônicas iniciaram-se pelo menos a 2,4 Ga. Uma tectônica tangencial de rampas frontais com componentes transcorrentes sugerem a obducção do arco magmático do Domínio da Costa Atlântica sobre o Domínio Jequié-Mutuípe-Maracás e este sobre a Bacia Contendas-Mirante. Dobras deitadas com vergências para leste, e às vezes redobradas co-axialmente, exibindo formas isoclinais, são excepcionalmente encontradas no interior desses terrenos metamórficos, atestando o estilo dessas deformações dúcteis. No NE da Bahia, a tectonogênese transamazônica supõe-se que começou mais tardiamente, em 2,3 Ga, com a aproximação do Bloco Serrinha a leste, em relação ao Bloco Gavião situado a oeste. A cerca de 2,0 Ga em função da colisão completa, em ambos os Blocos, as foliações/bandamento das rochas mostram vergências centrípetas, voltadas em direção aos protocontinentes (MELO & PADILHA 1991). Na região de Mairi, por exemplo, são notadas dobras deitadas e "thrusts" de baixo ângulo com vergências para leste que colocam litologias do Complexo Ipirá e lâminas do substrato oceânico (Suíte São José do Jacuípe) sobre as rochas do Bloco Gavião e sobre a seqüência vulcano-sedimentar do Complexo Itapicuru. Fatias de rochas ultramáficas encaixadas em quartzitos do Grupo Jacobina, são consideradas como resultante deste imbricamento tectônico (SABATÉ 1992).

Durante as deformações transamazônicas, o espessamento crustal resultou em um metamorfismo regional de média P (7 Kbar) e alta T (850°C) com seu pico estimado em torno de 2,0 Ga (BARBOSA 1990). Nesta fase se estabeleceram novos ambientes crustais nas facies granulito, anfibolito e xisto-verde. Com a continuação das deformações, rampas tectônicas com

empurrões de leste para oeste, parece que seccionaram as isógradas do metamorfismo, possibilitando a colocação, no mesmo nível crustal, de mega-blocos de rochas granulíticas, em geral parcialmente retrometamorfisadas na facies anfibolito, sobre rochas de facies granulito, anfibolito e xisto-verde. Esta feição onde terrenos de mais alto grau metamórfico se posicionam sobre aqueles de mais baixo grau, se verifica tanto a NE como a SE da Bahia. Estes segmentos de rochas empilhados, vez por outra são intrudidos por granitos crustais sin e tardi-tectônicos, principalmente nas zonas de transição anfibolito-granulito (BARBOSA 1992). Boa parte deles, com idades próximas a 2,0 Ga, são admitidos como tendo sido originados da fusão parcial-anatexia de rochas hidratadas da facies anfibolito, colocadas tectonicamente sob rochas de facies granulito. Deformações tardias transcorrentes, com evolução retrometamórfica, se efetivaram tanto a SE como a NE da Bahia. Atribui-se a este episódio o alojamento de corpos sieníticos, em geral com 1,9 Ga, intrusivos em nível crustal da facies anfibolito.

4. Conclusões.

Finalmente, pode-se afirmar que boa parte dos terrenos em foco carecem ainda de pesquisas geológicas mais refinadas, sobretudo aquelas envolvendo a geocronologia do zircão, as quais certamente permitirão uma visão mais precisa dos processos evolutivos que geraram essas rochas arqueanas e paleoproterozóicas da Bahia. Contudo, com base nos dados atuais, pode-se admitir que o embasamento do Cráton do São Francisco evoluiu ao longo do tempo através de acrescimentos crustais relacionados ao Ciclo de Wilson. Esta geodinâmica possibilitou a subducção das partes mais antigas, frias e densas do oceano sob as margens continentais, às quais foram incorporados prismas vulcano-sedimentares. Colisões continentais representaram o fechamento final dos oceanos interiores com a edificação de cadeias de montanhas num novo e maior protocontinente (FIGUEIREDO & BARBOSA 1993).

Referências

BARBOSA, J.S.F. 1990. Granulites and Crustal Evolution: 195–221. 585 p., Springer-Verlag.

BARBOSA, J.S.F.; MARINHO, M.M.; SABATÉ, P. 1992. Petrologic and Geochronologic Evolution of the Oldest Segments of the São Francisco Cráton (Brazil). IGCP Project: 7–28, 75 p.

BARBOSA, J.S.F.; MARINHO, M.M.; SABATÉ, P. 1992. Bol. Res. Exp. 37º Congr. Bras. Geol., SP, 170-171.

BARBOSA, J.S.F. 1992. Anais I Simp. Reg. Geol. BA–SE, SSA: 92–95, 159 p.

FIGUEIREDO, M.C.H. 1989. *J. South Amer. Earth Sci.* (2): 131–145.

FIGUEIREDO, M.C.H. & BARBOSA, J.S.F. 1993. *II Simp. Cráton* S. Francisco, Publicação Especial, SBG.

MARINHO, M.M. 1991. Tese de Doutoramento, Clermont Ferrand, França, 345 p.

MARINHO, M.M.; SABATÉ, P. & BARBOSA, J.S.F. 1992. *Petrologic and Geochronologic Evolution of the Oldest Segments of the São Francisco Cráton, Brazil.* IGCP Project: 29-55, 75 p.

MARTIN, H. 1987. *Rev. Bras. Geoc.*, **17**: 360–365.

MARTIN, H.; SABATÉ, P.; PEUCAT, J.J.; CUNHA, J.C. 1991. C.R. *Acad. Sci. Paris* t. 313, II: 531–538.

MARTIN, H.; SABATÉ, P.; PAUCAT, J.J. 1992. *14 Reun. Sci. Terre, Toulouse, França, Abst.* p. 25.

MASCARENHAS, J. de F.; CONCEIÇÃO FILHO, V.M. & GRIFFON, J.C. 1992. *Bol. Res. Exp.37º Congr. Bras. Geol., SP*, 141–142.

MELO, R.C. de M. (org) & PADILHA, A.V. 1991. PLGB, Fl. Pintadas. Texto Explicativo e Mapas.

SABATÉ, P. 1991. In: TRANSAT 2000. *Evolution Crustal au Proterozoic Inferieur* (Afrique de L'Ouest et Amerique du Sud), Paris, ORSTOM, CNRS.

SILVA, M.G. 1991. *Anais Simp. Geol.* NE, Recife, SBG.

O EMBASAMENTO DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO NO SUDESTE DA BAHIA: REVISÃO GEOCRONOLÓGICA

Moacyr M. Marinho[1]
Johildo S. F. Barbosa[2]
Philipp Vidal[3]

A região sudeste do Estado da Bahia abrange três grandes domínios geotectônicos: o domínio do Cinturão Vulcano-sedimentar Contendas-Mirante, o domínio Granulítico Jequié-Mutuípe-Maracás e o domínio Granulítico da Costa Atlântica (Fig.1). A quase totalidade dos dados geocronológicos disponíveis para a região, até 1985, era baseada exclusivamente no sistema Rb–Sr em rocha total, onde nem sempre ficava assegurada a cogeneticidade das amostras utilizadas no cálculo das idades isocrônicas. A partir de um melhor conhecimento da evolução magmato-metamórfica da região, resultante dos estudos de BARBOSA (1986) e MARINHO (1991), foi possível iniciar os esforços de reavaliação do seu padrão geocronológico. Com esse objetivo, investigações de cunho mais ou menos localizado foram efetuadas (WILSON 1987; MARTIN *et al.* 1991; ALIBERT & BARBOSA 1992; NUTMAN & CORDANI, no prelo; NUTMAN *et al.*, no prelo). Os trabalhos mais abrangentes (MARINHO 1991; MARINHO *et al.* 1992) foram de divulgação bastante restrita, motivo pelo qual o tema é aqui retomado, incluindo-se também considerações sobre novos dados Pb–Pb obtidos em zircões dos domínios granulíticos (LEDRU *et al.* neste volume).

1. Geologia.

No **domínio do Cinturão Vulcano-sedimentar Contendas-Mirante** (MARINHO, 1991), além da seqüência vulcano-sedimentar, ocorrem também várias estruturas dômicas de granitóides do embasamento, domos de augen granitóides, e um corpo subvulcânico. O pacote vulcanossedimentar é ainda intrudido pelo *sill* máfico-ultramáfico do Rio Jacaré, pelo Granito Pé de Serra, e por vários plutons de granitos hiperaluminosos. A seqüência Vulcano-sedimentar Contendas-Mirante comporta três unidades litoestratigráficas: (i) uma unidade inferior, essencialmente vulcanogênica, constituída de lavas e vulcanoclásticas máficas e félsicas de caráter toleítico continental, com intercalações de sedimentos químicos e sedimentos detríticos imaturos; (ii) uma unidade média, epiclástica, pelito-psamítica, com intercalações de basaltos e andesitos de caráter cálcio-alcalino, compatível com um vulcanismo de arco continental, e (iii) uma unidade superior, epiclástica, arcósico-conglomerática. O metamorfismo da seqüência vulcano-sedimentar é caracterizado por uma zoneografia progressiva no sentido oeste-leste, do topo para a base, desde a zona da clorita até a da sillimanita-K feldspato. As temperaturas determinadas são da ordem de 500–580°C, 590-630°C e ≈ 660°C, respectivamente para as zonas da andaluzita, sillimanita-moscovita e sillimanita-K feldspato; a pressão é da ordem de 2, 9–3, 2Kb para a zona da andaluzita. Os domos do embasamento estão presentes em antiformes na porção sudeste do cinturão. Eles resultaram de uma tectônica de *thrusts* imbricados que soergueu segmentos crus-

[1] Companhia Baiana de Pesquisa Mineral(CBPM), 4a.Av., 460, CAB, 41750–300, Salvador, Bahia e Curso de Pós-Graduação em Geologia – IGEO–UFBA.
[2]Curso de Pós-Graduação/PPPG-Programa de Pesquisa e Pós-Graduação em Geofísica— IGEO/UFBA, Rua Caetano Moura, 123, Federação, 40.210–350, Salvador, Bahia.
[3]Dépertament de Sciences de la Terre, Université Blaise Pascal, 5 rue Kessler, 63038 Clermont Ferrand, France

tais do Bloco do Gavião ao nível da seqüência vulcano-sedimentar. Apenas os domos de Sete Voltas e Boa Vista/Mata Verde foram objetos de estudos petrológicos, respectivamente por MARTIN *et al.* (1991) e MARINHO (1991). No corpo de Sete Voltas foram identificadas duas gerações de granitóides, valendo registrar que o padrão de ETR dos litotipos mais antigos é comparável aquele das associações TTG, com forte fracionamento, ausência de anomalia em Eu e forte depleção em ETRP. Este padrão contrasta com o exibido pelas litologias do domo de Boa Vista/Mata Verde, com menor fracionamento, fraca anomalia em Eu, e sem a típica depleção em ETRP. Os *domos de augen granitóide* ocorrem nas porções oeste e sudeste do cinturão vulcano-sedimentar. Foram identificados (MARINHO 1991) os maciços de Lagoa do Morro e Serra dos Pombos. O *corpo subvulcânico* está inserido no seio de litologias da unidade inferior da seqüência Contendas-Mirante. Nos locais observados, os contatos são cisalhados, dificultando a determinação da posição estratigráfica dessas rochas subvulcânicas. Dentre as rochas intrusivas, o *sill máfico-ultramáfico do Rio Jacaré* e o *granito Pé de Serra* constituem corpos tabulares que limitam a seqüência vulcano-sedimentar Contendas-Mirante na sua borda oriental, enquanto os *granitos hiperaluminosos* constituem diversos corpos dispostos segundo um alinhamento meridiano que se prolonga cerca de 500 Km para norte, até o Grupo Jacobina.

O **domínio Jequié-Mutuípe-Maracás** (BARBOSA *et al.* 1992), na sua grande maioria deformado e reequilibrado na fácies granulito, comporta ortognaisses com migmatitos localizados, rochas supracrustais com corpos anatéticos associados, e rochas plutônicas enderbito-charnockíticas. Os *ortognaisses* são constituídos de bandas centimétricas a métricas de material quartzo-feldspático, mesopertítico, intercaladas a bandas de material máfico formado de plagioclásio, orto e clinopiroxênio, hornblenda marrom e biotita titanífera. Localmente mostram-se migmatizados, com remobilizações incipientes pós deformacionais de material quartzo-feldspático. As *rochas supracrustais* estão representadas por faixas restritas inclusas nos ortognaisses anteriores. São identificados quartzitos granatíferos, rochas cálcio-silicáticas, formações ferríferas, níveis grafitosos e kinzigitos, estes últimos exibindo, freqüentemente, migmatização e anatexia, marcada pela presença de corpos graníticos aluminosos. As *rochas enderbito-charnockíticas* são predominantes nesse domínio Jequié-Mutuípe-Maracás. No caso dos charnockitos os porfiroblastos são de mesopertita ou feldspato potássico pertítico e, no caso dos enderbitos, de plagioclásio antipertítico. A matriz é composta basicamente de orto e clinopiroxênio, hornblenda e biotita (BARBOSA 1986). Algumas vezes são observados, inclusos nesses plutons, enclaves de granulitos básicos (FORNARI & BARBOSA 1992) e dos ortognaisses anteriores (MARINHO 1991). Quanto às suas características geoquímicas, BARBOSA (1986) e MARINHO (1991) interpretaram uma filiação cálcio-alcalina alto K para os charnockitos e enderbitos da parte oriental, e uma tendência alcalina para os charnockitos da parte ocidental. Nestes últimos, vale registrar a presença de olivina fayalítica ao lado da mineralogia principal dessas rochas.

O **domínio da Costa Atlântica** (BARBOSA 1986), situado na extremidade oriental da área em foco, é constituído basicamente de monzonitos, gabros/basaltos, tonalitos/dacitos e trondhjemitos/riolitos. Com uma estrutura gnáissica marcante, devido ao intenso cisalhamento dúctil, essas rochas são em geral de cor cinza esverdeada e de textura fina e média. Os *monzonitos* são formados de plagioclásio fortemente antipertítico, mesopertita, quartzo, ortopiroxênio, clinopiroxênio e biotita vermelha. BARBOSA (1986) interpretou esses monzonitos como formados a partir de um magma de filiação shoshonítica-alcalina. Os *gabros*, *tonalitos* e *trondhjemitos* são rochas compostas de plagioclásio, quartzo, orto e clinopiroxênios, em proporções variadas. BARBOSA (1986) definiu essas rochas como oriundas de um magma cálcio-alcalino baixo K, semelhante aquele encontrado nos arcos de ilhas atuais. O metamorfismo granulítico, predominante tanto neste domínio como no Jequié-Mutuípe-Maracás, alcançou pressões intermediárias (6–7 Kb) e temperaturas da ordem de 800–820°C.

2. Geocronologia.

No **domínio do Cinturão Vulcano-sedimentar Contendas-Mirante** são os seguintes os dados para a Seqüência Vulcano-sedimentar: para a unidade inferior (*i*), não foi possível definir de forma inequívoca sua época real de formação. Os resultados para as formações ferríferas nela representadas são: errócrona $^{207}Pb/^{204}Pb$ vs $^{206}Pb/^{204}Pb$ de 3265 ± 212 Ma (μl aparente = 9,2), idades-modelo $T_{DM}Nd$ em torno de 3000 Ma e ε Nd(3000 Ma) entre 0,8 e 3,1. Para os toleítos continentais, os dados demonstram dispersão nos diagramas $^{207}Pb/^{204}Pb$ vs $^{206}Pb/^{204}Pb$ e $^{143}Nd/^{144}Nd$ vs $^{147}Nd/^{144}Nd$, e idades-modelo $T_{DM}Nd$ agrupadas em duas classes, com valores médios próximos de 2900–3000 Ma e 3300 Ma. Na unidade média (*ii*), a associação pelito-psamítica forneceu idades-modelo $T_{DM}Nd$ entre 2450 e 2650 Ma e ε Nd (2500 Ma) entre $-1,4$ e $+4,2$, que sugerem um limite inferior de 2450 Ma para sua época de sedimentação, a partir de uma fonte com um tempo muito curto de residência crustal. Os fundidos anatéticos oriundos dos pelitos-psamitos forneceram idade por isócrona Rb–Sr de 2014 Ma, que corresponde à época do metamorfismo. Os dados dos vulcanitos cálcio-alcalinos intercalados são: dois alinhamentos aproximadamente paralelos no diagrama $^{207}Pb/^{204}Pb$ vs $^{206}Pb/^{204}Pb$, com idades próximas de 2500 Ma; idades-modelo $T_{DM}Nd$ entre 3250 e 3450 Ma; ε Nd(2500 Ma) entre $-4,5$ e $-6,5$, e razão Th/U constante e próxima de 3. Na unidade superior (*iii*), os dados U–Pb obtidos por NUTMAN *et al.* (no prelo), através da SHRIMP, em zircões detríticos de um nível conglomerático, forneceram idades concordantes entre 2710 e 2150 Ma, fixando a época de deposição da unidade entre 2150 e 1900 Ma, este último valor correspondendo à idade de intrusões de granitos hiperaluminosos que cortam a unidade superior. Para os domos do embasamento, as primeiras referências sobre idades antigas (3,1 – 3,4 Ga) foram apresentadas por MARINHO *et al.* (1978, 1980). No maciço de Boa Vista/Mata Verde, estudos complementares desenvolvidos por WILSON (1987) resultaram numa errócrona Rb–Sr com idade de cerca de 3440 Ma, errócrona Pb–Pb com idade de 3380 Ma, idades-modelo $T_{DM}Nd$ entre 3450 e 3530 Ma, e εNd (3350 Ma) entre $-0,8$ e $-2,1$. A confirmação definitiva da cronologia do maciço foi estabelecida por NUTMAN & CORDANI (no prelo) com idades concordantes de 3353 Ma obtidas em zircões através da SHRIMP. O alto valor do μl aparente (8,7), as idades-modelo $T_{DM}Nd$ maiores que aquelas U–Pb em zircões e os valores negativos dos εNd(3350 Ma) sugerem um certo período de residência crustal para o material fonte desse maciço. Para o maciço de Sete Voltas, os resultados obtidos por MARTIN *et al.* (1991), por isócrona Rb–Sr e por evaporação de zircão, são respectivamente 3420 Ma e 3394 Ma, para os granitóides mais antigos, e 3150 Ma e 3200 Ma, para a segunda geração de granitóides. Idades concordantes de 3403 Ma determinadas por NUTMAN & CORDANI (no prelo), usando a SHRIMP, confirmam os dados previamente obtidos por MARTIN *et al.* (1991) para os granitóides mais antigos deste maciço. A datação definitiva dos domos de augen granitóide resulta das idades concordantes de 3184 e 2850 Ma obtidas por NUTMAN & CORDANI (no prelo), através da SHRIMP, em zircões dos corpos de Lagoa do Morro e Serra dos Pombos, respectivamente. As errócronas Rb–Sr e Pb–Pb, com idades de cerca de 2850 Ma, determinadas por MARINHO (1991) para litologias do corpo de Lagoa do Morro, devem refletir a retomada desses sistemas por ocasião da colocação do corpo da Serra dos Pombos. Idades-modelo $T_{DM}Nd$ entre 3360 e 3560 Ma, e os valores de εNd(3700 Ma) entre $-1,9$ e $-3,6$ (MARINHO 1991) indicam uma origem crustal para o maciço de Lagoa do Morro. Esta evolução do Nd está em acordo com uma fonte similar ao granitóide de Boa Vista/Mata Verde. No corpo subvulcânico, identificado neste domínio, a idade U–Pb em zircão de 3304 Ma, pelo método convencional (MARINHO 1991), deve refletir a época de sua real colocação, haja vista a posição dos pontos representativos das cinco frações analisadas próximo ao intercepto superior da discórdia. Valores de idades-modelo $T_{DM}Nd$ de 3330 e 3440 Ma, e de εNd(3300 Ma) de $-0,4$ e $-0,9$ foram estabelecidos por WILSON (1987). No sill máfico-ultramáfico do Rio Jacaré, os dados isotópicos (MARINHO 1991) envolvem uma errócrona Pb–Pb com idade de 2470 Ma, idades-modelo $T_{DM}Nd$ entre 3320 e 3550 Ma, εNd(2500 Ma) entre $-3,3$ e $-6,1$, e razão Th/U de 3,4, constante. Essa constância da razão Th/U reflete uma herança magmática, sugerindo que a idade Pb–Pb representa a época real de colocação do *sill*. As idades-modelo $T_{DM}Nd$ são exageradas, devido aos altos valores da razões $^{147}Sm/^{144}Nd$, superiores a 0,15. No

granito Pé de Serra , MARINHO (1991) definiu uma errócrona Pb–Pb de 2550 Ma, idades-modelo T_{DM}Nd de 3100 Ma, εNd(2500Ma) entre $-3,8$ e $-4,1$, e razão Th/U de 3,7, constante. Finalmente, nos granitos hiperaluminosos, com idades de 1900 e 1950 Ma, as altas razões iniciais Sr_i, assim como os valores fortemente negativos dos ε Nd_T, entre -4 e -12, sugerem para eles uma origem crustal.

No **domínio Jequié-Mutuípe-Maracás**, o padrão geocronológico para os *ortognaisses* com *migmatitos* não se encontra ainda bem definido. As idades próximas de 2000 Ma obtidas por WILSON (1987), por isócronas Rb–Sr e Pb–Pb, para a pedreira de Jequié, refletem, certamente, uma época de metamorfismo granulítico; a heterogeneidade do material original está registrada nos valores discrepantes das idades-modelo T_{DM}Nd entre 2600 e 3300 Ma. A oeste de Jequiriçá, o material desses ortognaisses é aparentemente mais homogêneo, a julgar-se pela constância dos valores das idades-modelo T_{DM}Nd em torno de 3200 Ma; uma isócrona Rb–Sr de uma pedreira dessa região revelou idade de 2700 Ma com Sr_i=0,7194 (WILSON 1987). Este valor de idade é compatível com aqueles encontrados por ALIBERT & BARBOSA (1992), 2689 e 2810 Ma, através da SHRIMP, em zircões das rochas plutônicas enderbito-charnockíticas. Dados Sm–Nd destas litologias (WILSON 1987) conduzem a idades-modelo T_{DM}Nd de 3000 Ma e εNd(2700–2800 Ma) entre7 $+0,5$ e $-3,7$, revelando um certo período de residência crustal para os protólitos dessas rochas enderbito-charnockíticas. Na região de Maracás, os charnockitos apresentam (MARINHO 1991) idades por isócrona Pb–Pb de 2660 Ma, mesma ordem de grandeza das idades U–Pb em zircões na região de Lage-Mutuípe, diferindo todavia nos valores de idades-modelo T_{DM}Nd de 3200 Ma e εNd(2700 Ma) entre $-3,0$ e $-4,9$. Dados recentes obtidos por LEDRU *et al.* (neste volume), para o domínio em foco, pelo método de evaporação direta de zircões, revelam a existência de zoneamentos de idades por patamares, das bordas (2100 Ma) para o centro (2500 Ma) de grãos de zircão de certas amostras. Para outras amostras, os grãos analisados não apresentam zoneamento de idades: em certos casos as idades são próximas de 2630 Ma; noutros, são de cerca de 2100 Ma. Esses fatos demonstram de uma maneira clara, pela primeira vez na região, a atuação de um metamorfismo transamazônico capaz de promover uma recristalização total ou parcial de grãos de zircão.

No **domínio da Costa Atlântica**, determinações Sm–Nd (MARINHO *et al.* 1992) em litologias magmáticas, máficas e félsicas, forneceram idades-modelo T_{DM}Nd entre 2400 e 2850 Ma. Esses dados evidenciam acrescimento crustal a 2400 Ma, demonstrando ainda o desenvolvimento do metamorfismo granulítico após esta idade. Esse metamorfismo foi agora confirmado pela idade de 2074 Ma, obtida por LEDRU *et al.* (neste volume) por evaporação em zircão.

3. Conclusão.

A evolução geocronológica polifásica da região revela um decréscimo acentuado da taxa de acrescimento crustal a partir de 3,0 Ga, quando a reciclagem crustal torna-se o processo principal, sendo a gênese por fusão crustal pura dos granitos de 1900–1950 Ma a sua ilustração mais clara. O sill máfico-ultramáfico do Rio Jacaré e os granulitos do domínio da Costa Atlântica são os únicos acrescimentos de material juvenil a partir de 3,0 Ga que se pode observar. Finalmente, abstraindo-se o sill, verifica-se uma polaridade decrescente, contínua, no sentido oeste-leste, nas idades de acrescimento crustal, desde os domos TTG arqueanos até os granulitos do domínio da Costa Atlântica.

Referências

ALIBERT, C. & BARBOSA, J.S.F. 1992. 14 Reunion des Sciences de la Terra (R.S.T.). Toulouse-France, p.4.

BARBOSA, J.S.F. 1986. Tese de Doutorado, Universidade de Paris VI, França, (n.86–34).

BARBOSA, J.S.F; MARINHO, M.M; SABATÉ, P. 1992. Projeto IGPC 280, Guia de Excursão, p.7–28.

FORNARI, A. & BARBOSA, J.S.F. 1992. I Simp. Reg. de Geologia Bahia Sergipe, Anais, p.87–91.

MARINHO, M.M. 1991. Tese de Doutorado, Universidade de Clermont Ferrand II, França, 345p.

MARINHO, M.M.; COSTA, P.H.; SILVA, E.F.A. da; TORQUATO, J.R.F. 1978. XXX Congr. Bras. Geol., Boletim 1, p.291.

MARINHO, M.M.; LOPES, G.A. de; SOARES, J.V; CRUZ, M.J.M.; SILVA, E.F.A da 1980. Projeto Anagé-Caldeirão, Rel.Final, Convênio CBPM/SME, v.1.

MARINHO, M.M.; VIDAL, Ph.; ALIBERT, C.; BARBOSA, J.S.F.; SABATÉ, P. 1982. Projeto IGPC 280, Guia de Excursão, p.57–75.

MARTIN, H.; SABATÉ, P.; PEUCAT, J.J.; CUNHA, J.C. 1991. C.R. Acad. Sci. Paris, t.313, II: 531–538.

NUTMAN, A.P. & CORDANI, U.G. no prelo. Precambrian Res.

NUTMAN, A.P.; CORDANI, U.G. & SABATÉ, P. no prelo. J. South Am. Earth Sci.

WILSON, N. 1987. Tese de Mestrado, Universidade de Oxford, Inglaterra.

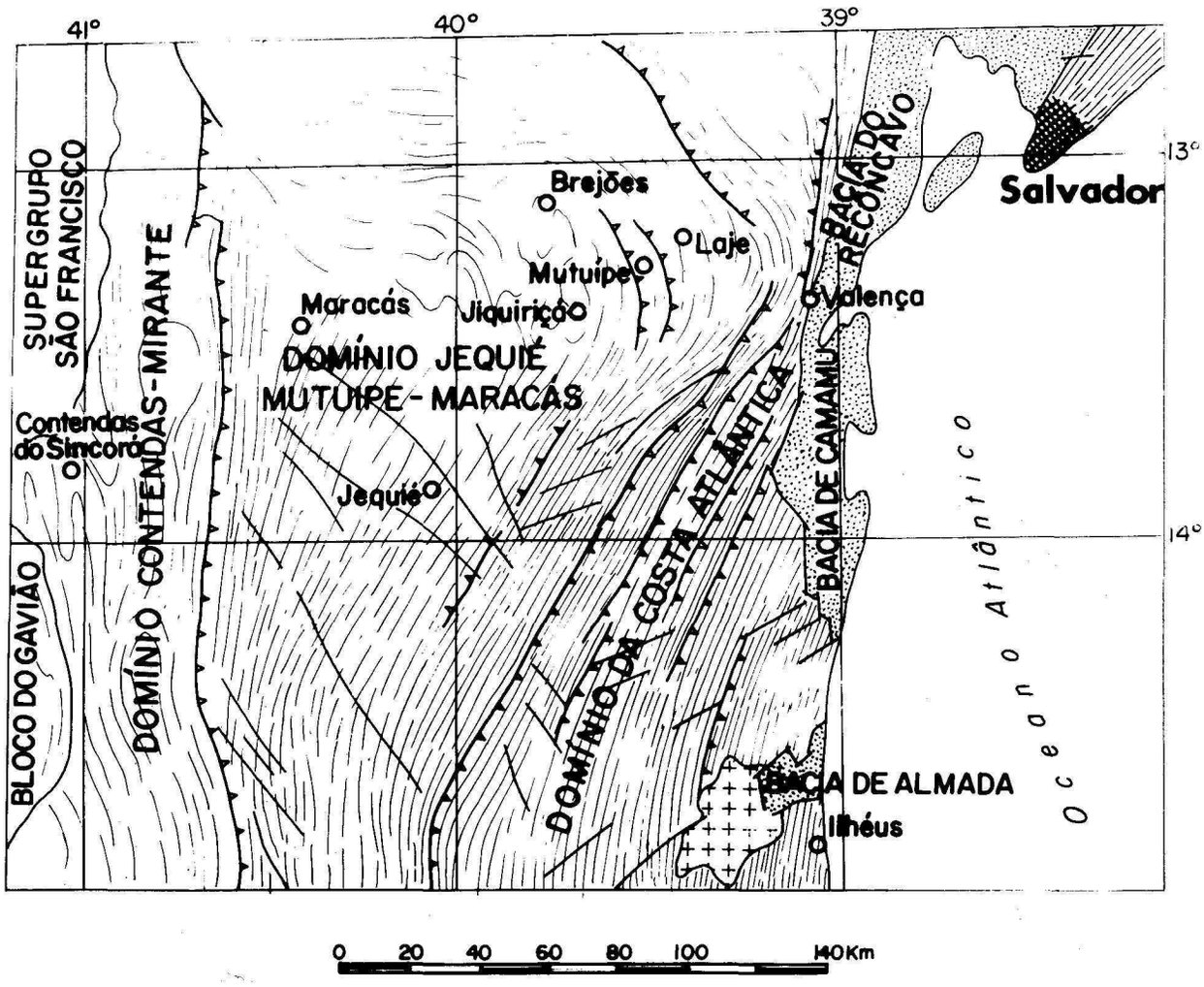


Figura 1. Domínios geotectônicos / geocronológicos do sudeste da Bahia.

AGES DU MÉTAMORPHISME GRANULITIQUE DANS LE CRATON DU SÃO FRANCISCO (BRÉSIL), IMPLICATIONS SUR LA NATURE DO L'OROGNE TRANSAMAZONIEN

P. Ledru[1]
A. Cocherie[1], J. Barbosa[2]

Le Protérozoique inférieur est une période de croissance crustale majeure à l'échelle globale. Ainsi, l'orogène transamazonien dans le Craton de São Francisco (Brésil) se marque par l'édification d'une chaîne composée de ceintures de roche verte et d'ensembles sédimentaires et par la réactivation des blocs archéens de Jequié (2.7–2.6 Ga) et de Gavi'o (3.4 - 3.2 Ga). Des datations par la méthode d'évaporation directe des zircons sont présentées. Des âges à 2634 ± 7 et 2631 ± 18 Ma confirment pour les roches granulitiques du complexe de Jequié les âges à 2663 ± 16 et 2689 ± 7 Ma obtenus à la SHRIMP (ALIBERT & BARBOSA, 1992). Ils attestent de l'âge archéen récent de ces massifs granulitiques. Deux échantillons montrent d'autre part une zonation des âges par paliers entre 2.2 en bordure et 2.5 Ga au coeur, interprétée comme témoin du nourrissage des zircons durant un métamorphisme vers 2.1 Ga. Ces données traduisent une réhomogénéisation partielle des âges archéens lors de l'orogène transamazonien, phénomène déjà décrit d'aprés les concordia U/Pb et les isotopes du Sr. Enfin, un métamorphisme granulitique d'âge Protérozoique inférieur est caractérisé à 2074 ± 9 et 2092 ± 13 Ma dans les complexes de Jequié et de la Côte Atlantique. Ces âges indiquent une réhomogénéisation totale des zircons et montrent l'importance de la réactivation du socle lors de l'orogène transamazonien. Cette évolution métamorphique s'intégre perfaitement à la zonéographie tectonique ouest-est de la chaîne:

- . front de la chaîne à l'ouest oú un métamorphisme prograde est enregistré par les formations fluvio-deltaiques de Contendas-Mirante et Jacobina,
- . ensemble métamorphique de faciés amphibolite, constitués de para et orthogneiss,
- . socle granulitique archéen remobilisé dans une structure en fleur, dans les conditions du faciès amphibolite et granulitique suivant des linéaments tectoniques.

La zonation métamorphique témoigne de la nature profonde de l'orogène transamazonien: le premier stade à 2.07–2.09 Ga correspond dans un diagramme P–T–t à la partie haute d'un chemin horaire, évoluant vers les conditions du faciès amphibolite puis schiste vert vers 2 Ga, chemin classique des orogènes en collision. L'âge archéen à 2.7–2.6 Ga du complexe de Jequié est beaucoup plus récent que celui à 3.4–3.2 Ga des gneiss tonalito-trondhjemitiques non granulitique du bloc de Gavião (Sete Voltas). Ce contraste suggère que l'orogène transamazonien correspond bien à la collision de deux blocs archèens de nature et d'âges différents, les terrains du Protérozoique inférieur étant pincés au niveau de la suture.

Reference.

ALIBERT, C. & BARBOSA J. Ages U–Pb déterminés à la "SHRIMP" sur des zircons du complexe de Jequié, craton de São Francisco, Bahia, Brésil, In: Soc. Géol. Fr. (Editor), 14 eme R.S.T., Toulouse, 1992, Abstract, p.4.

[1]BRGM, BP 6009, 45060 Orléans, France
[2]UFBA, Salvador, Bahia, Brésil

A EVOLUÇÃO TECTONOTERMAL PROTEROZÓICA DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, COM BASE EM INTERPRETAÇÕES GEOCRONOLÓGICAS K–Ar

Wilson Teixeira[1]
Fábio Canzians da Silva[2]

Elaborou-se uma compilação das datações K–Ar em rochas metamórficas e intrusivas graníticas do Cráton do São Francisco (SFC) e dos domínios adjacentes marginais, com o objetivo de estabelecer as diferenças temporais na história térmica sofrida pelas unidades cratônicas e suas implicações de ordem tectônica. O acervo contém cerca de 400 idades, predominantemente em biotitas e anfibólios, tratadas em histogramas (extrapolando-se os "principais" períodos da evolução térmica) em conjunto com mapas esquemáticos setorizados de distribuição dos padrões de idade com maior representatividade. A avaliação geocronológica teve por base trabalhos de síntese (*e.g.*, MASCARENHAS & GARCIA, 1989) e teses (*e.g.*, CORDANI, 1973; TEIXEIRA, 1992; CARNEIRO, 1992; VALERIANO, 1992).

Em geral, o comportamento espacial dos padrões de idade K–Ar pode ser interpretado como reflexo aproximado dos eventos tectonotermais que atingiram diferencialmente (e também no tempo) o CSF. As interpretações são consistentes com a evolução estabelecida para o CSF, com base em informações isotópicas (Sr, Pb, Nd) e datações precisas U–Pb, que apontam para um desenvolvimento crustal policíclico deste segmento continental (e.g, NUTMAN *et al*, 1992; MACHADO & CARNEIRO, 1992). Esta iniciou-se no Arqueano com o estabelecimento de províncias crustais primitivas, prolongando-se ao Proterozóico inferior através do desenvolvimento de três cinturões móveis (*e.g.*, TEIXEIRA & FIGUEIREDO, 1991) e vindo a se finalizar no Proterozóico médio, através da imposição do sistema intracratônico Espinhaço e fenômenos associados.

O acervo K–Ar distribuído na maior parte do substrato cratônico (incluindo o domínio das províncias arqueanas) registra idades no tempo entre 2.1–1.8 Ga. Tal situação das idades é interpretada como refletindo o progressivo soerguimento da massa continental ao término dos processos tectonomagmáticos transamazônicos, sendo coerente com a geodinâmica do Proterozóico inferior, durante a qual três cinturões móveis se instalaram marginalmente aos fragmentos continentais aglutinados há cerca de 2.7–2.6 Ga atrás. Esta evolução primitiva acha-se escassamente registrada por algumas idades K–Ar (sempre em anfibólios), como na região de Boquira (idades de c. 3.11–2.99 Ga), no domínio Jequié (2.78, 2.40 e 2.21 Ga) e também na região entre Cláudio e Formiga (2.56, 2.39 e 2.26 Ga). Nestas regiões, idades K–Ar em biotita, quando disponíveis, revelam coerentemente o rejuvenescimento geral das províncias arqueanas pela ação dos processos tectonomagmáticos transamazônicos.

Não obstante, parte do conjunto K–Ar contraposto ao quadro geológico-evolutivo do CSF sugere a imposição de episódios termo-tectônicos episódicos no Proterozóico médio (1.75–1.10 Ga). No setor meridional cratônico comprova-se a atuação de sucessivos episódios sobre a crosta arqueana e/ou Proterozóica inferior, definindo-se um padrão de rejuvenescimento K–Ar dos sistemas minerais de oeste (idades 2.1–1.8 Ga) para leste rumo à margem do CSF, onde as idades em micas concentram-se no tempo entre 0.65 e 0.45 Ga. Este padrão de resfriamento mais jovem é também exibido nos domínios que bordejam este setor do CSF (faixa Ribeira) e se prolonga para norte (domínio da faixa Araçuaí). A comprovação de idades brasiliana nos setores orientais da extremidade sul-sudeste cratônica sugere sua associação com as faixas móveis marginais, cujos processos tectonomagmáticos trariam reflexos termais sobre as áreas relativamente mais estáveis do CSF. Com base neste comportamento geocronológico K–Ar (apoiados por dados Rb–Sr, Pb–Pb e U–Pb), é possível que a instalação da faixa Ribeira, durante o ciclo Brasiliano,

[1]Instituto de Geociências–USP
[2]Bolsista IC-CNPq

envolveu porções laterais do CSF de tal forma a causar o rejuvenescimento completo no final do Proterozóico superior de parte das idades K–Ar do substrato cratônico.

Especificamente no Complexo Bonfim, onde as datações em anfibólios acusam o seu resfrimento prévio ao final do Transamazônico, as idades em biotita (1.10–0.90 Ga; 0.90–0.70 Ga), parecem estar refletindo episódios tectônicos de baixa intensidade, possivelmente associados e/ou contemporâneos às etapas tardias da imposição deformacional sobre o sistema Espinhaço. Um padrão geocronológico do Proterozóico médio (1.43 Ga, 1.28–1.18 Ga, 1.13–0.90 Ga), em micas, anfibólios e rocha total, é também delineado para a infraestrutura (autóctone) na extremidade SW do CSF, o que sugere uma amplitude regional para os processos de reativação tectônica. Neste setor, as rochas de supraestrutura fornecem idades em mica branca do Proterozóico superior (0.73–0.56 Ga) o que indicaria o caráter relativamente "frio" da aloctonia da *nappe* Araxá-Canastra durante a sua justaposição tectônica com o CSF, ao final do Brasiliano.

Na porção setentrional cratônica a distribuição geográfica das idades K–Ar permite algumas semelhanças com o observado para a porção sul. Os terrenos de alto grau metamórfico, expostos na região de Salvador (cinturão Itabuna), exibem idades K–Ar em micas entre 1.72–1.65 Ga e mais jovens de 1.54 Ga. Estas idades sugerem a imposição de episódios retrometamórficos distintos durante o início do Proterozóico médio naquela região, contemporaneamente à evolução do sistema Espinhaço.

No contexto global do CSF, o quadro geocronológico do Proterozóico médio parece refletir uma tectônica de blocos no proto-cráton SFC (relacionada a própria instalação do sistema Espinhaço e acompanhando a sua evolução) que teria levado a um soerguimento adicional da infraestrutura do Cinturão Itabuna no caso da região de Salvador, com o consequente fechamento regional do sistema K–Ar.

A evolução térmica do Proterozóico médio acha-se também representada na região arqueana de Brumado-Anagé (vale do Paramirim), onde constata-se um rejuvenescimento progressivo das idades em biotitas no sentido NE–SW (CORDANI *et al.*, 1985). No setor NE as idades em biotitas e anfibólios distribuem-se predominantemente no tempo entre 2.1 e 1.8 Ga, mas já ocorrendo uma idade de 1.5 Ga (em anfibólio). O padrão de resfriamento torna-se gradativamente mais jovem rumo a SW (com idades variáveis em biotita entre 1.5–0.9 Ga e 0.7–0.5 Ga), porém ainda preservando idades em anfibólios da ordem de 2.0 e até 2.4 Ga. No setor SW as micas apresentam idades entre 0.6 e 0.5 Ga. Tal comportamento complexo das idades é interpretado como um reflexo de processos termais com intensidade relativamente baixa no interior do CSF, por conta dos eventos contemporâneos ativos na faixa Ribeira.

Este padrão brasiliano pode ser observado no prolongamento desta área para NW, na região de Lagoa Real, onde idades em anfibólios e biotitas (0.57–0.49 Ga) comprovam o aumento na intensidade da superimposição termal associada à evolução tectônica marginal ao CSF. Nesse contexto, o vale do Paramirim pode ser considerado como uma zona intracontinental de prolongada instabilidade tectônica, iniciada logo após a estabilização do ciclo Transamazônico. O registro geocronológico desta zona (*e.g.*, CORDANI *et al*, 1992) revela uma sucessão de "eventos" sobre a crosta antiga, com idades K–Ar de c. 1.7, 1.5–1.4 e 1.3–1.0 Ga, os quais são monitorados também na região contígua de Brumado–Anagé. Estes "eventos" parecem ter representatividade a nível do CSF e, como tal, representariam o "ciclo Espinhaço". Finalmente, a latente instabilidade crustal deste segmento do vale do Paramirim é atestada pela superimposição de episódios termais do Proterozóico superior, conforme acima comentado.

Similarmente, na extremidade NW do CSF, a crosta transamazônica foi afetada por processos do Proterozóico médio e superior. Idades em anfibólio indicam c. 1.18 Ga, ao passo que as biotitas revelam-se totalmente rejuvenescidas (0.54 Ga), sugerindo também para este trato cratônico um vínculo de caráter reflexo entre o rejuvenescimento ali impresso e os eventos tectonomagmáticos da faixa Rio Preto. Esta hipótese é alicerçada pelas idades K–Ar nas unidades meta-sedimentares da faixa móvel que se concentram no tempo entre 0.60–0.54 Ga (micas), mas com uma idade em anfibólio de 0.85 Ga.

Na extremidade NE do CSF, face aos extensivos processos de encurtamento crustal, responsáveis pela justaposição tectônica da faixa Sergipana com o CSF, define-se um contraste temporal nas idades K–Ar. O contraste é exemplificado na região de Uauá-Caraíba, onde idades

em biotita e anfibólio refletem homogeneamente o resfriamento da infraestrutura cratônica ao final do ciclo Transamazônico (2.1–1.82 Ga), ao passo que pouco a NE, já no interior da faixa Sergipana, o padrão de resfriamento que pode ser acompanhado ao longo de toda a frente da faixa móvel, é tipicamente o das etapas finais do ciclo Brasiliano (0.61–0.50 Ga). Esta discordância geocronológica brusca entre o Cráton e faixa dobrada assemelha-se ao revelado para a *nappe* Araxá-Canastra no setor SW do CSF, sugerindo assim certa contemporaneidade para os processos tectônicos compressivos que se desenvolveram a SW e NE nas bordas do CSF, no Proterozóico superior.

Finalmente, a constatação acerca do rejuvenescimento isotópico diferencial do sistema K–Ar em distintos setores do CSF, além de demonstrar o seu vínculo com a delongada evolução térmica sofrida pela placa litosférica São Francisco-Oeste Congo, durante o Proterozóico, vem caracterizar as suas limitações potenciais em termos de efetivamente revelar a paleogeografia dos limites físicos do CSF em relação às faixas marginais de evolução brasiliana.

Referências

CARNEIRO, M.A. 1992. O complexo metamórfico Bonfim setentrional: evolução geológica de um segmento arqueano de crosta continental. Tese de Doutorado. Inst. Geociências, USP. 1992. 215p.

CORDANI, U. G.; SATO, K.; MARINHO, M.M. 1985. The geologic evolution of the ancient granite-greenstone terrane of south-southern Bahia, Brazil. Precambrian Research, **27**(1-3):187–213.

CORDANI, U.G. 1973. Evolução geológica pré-Cambriana da faixa costeira do Brasil entre Salvador e Vitória. São Paulo, 98p. Tese de Livre Docência. Inst. Geociências, USP. 1973. 98p.

CORDANI, U.G.; IYER, S.S.; TAYLOR, P.N.; KAWASHITA, K.; SATO, K.; McREATH, I. 1992. Pb–Pb, Rb–Sr, and K–Ar systematics of the Lagoa Real uranium province (south-central Bahia, Brazil) and the Espinhaço Cycle (ca. 1.5–1.0 Ga). Journal of South American Earth Sciences, vol. 5, Nº1, p.33–46, 1992.

MACHADO,N. & CARNEIRO, M.A. 1992. A major Archean tectonothermal event in the São Francisco shield, Brazil: U–Pb evidence from the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Canadian Journal of Earth Sciences 29:2341–2346.

MASCARENHAS, J. de F. & GARCIA, T. W. 1989. Mapa geocronológico do estado da Bahia: texto explicativo. Salvador, Superintendência de Geologia e Recursos Minerais. 186p.

NUTMAN, A.P. & CORDANI, U.G. 1992. SHRIMP U/Pb zircon geochronology of Archean gneisses São Francisco Craton, Bahia. Submetido ao Precambrian Research.

TEIXEIRA, W. 1992. Contribuição ao conhecimento geocronológico do Craton do São Francisco: avaliação de dados isotópicos em rochas ígneas e metamórficas — implicações na evolução crustal pré-Cambriana. Tese de Livre Docência. Inst. Geociências, USP. 1992. 172p.

TEIXEIRA, W. & FIGUEIREDO, M.C.H. 1991. An outline of Early Proterozoic crustal evolution in the São Francisco, Brazil: a review. Precambrian Research; **53**: (1-2):1–22.

VALERIANO, C de M. 1992. Evolução tectônica da extremidade meridional da faixa Brasília, região da represa de Funas, sudoeste de Minas Gerais. Tese de Doutorado. Inst. Geociências, USP. 1993. 192p.

POSSÍVEIS FONTES DE CO_2 EM ROCHAS DA FACIES GRANULITO: EVIDÊNCIAS DE ISÓTOPOS DE CARBONO NO COMPLEXO JEQUIÉ, BAHIA, BRASIL

S.S. Iyer[1]
J.S.F. Barbosa[2]
A. Choudhuri[3]
H.R. Krouse[1]

A presença de inclusões fluidas com CO_2 em rochas metamórficas de alto grau, tem gerado considerável debate sobre a fonte, modo de trapeamento e perfil dessas inclusões na gênese dos granulitos. Sugere-se que as fontes podem ser *externas* (rochas carbonáticas soterradas, crosta oceânica subductada) ou *internas* (oxidação da grafita, liberação de fluidos durante o soerguimento, magma ascendente saturado em CO_2) mas, em geral se distingue mais de uma fonte para explicar a presença dos voláteis nas rochas. Análises isotópicas de carbono em inclusões fluidas de CO_2 realizadas em diferentes litologias do Complexo Jequié são reportadas neste estudo. As amostras analisadas são de quartzo dos charnockito-enderbitos, quartzo dos veios que cortam estes últimos, quartzo dos quartzitos granatíferos, cordierita dos kinzigitos e quartzo dos grafititos.

Muitas das inclusões fluidas são monofásicas, carbônicas, e distribuídas em enxames intragranulares difusos e fraturas cicatrizadas dentro dos minerais. Quantidades menores de inclusões com H_2O–CO_2 e somente aquosas ocorrem ao longo de fraturas soldadas e claramente pós-datam as inclusões ricas em CO_2. Os dados de microtermometria mostram que os fluidos ricos em CO_2 têm densidade de aproximadamente 0,85 g/cm^3. Estas inclusões são consideradas sin-metamórficas, com suas isócoras cortando a região PT deduzida com dados geotermométricos, que assinalam para o pico da granulitização valores da ordem de 5–7 Kbar e 850°C (BARBOSA 1990).

O valor de $\delta^{13}C$ de cada amostra, representa a média de diferentes tipos de inclusões presentes. Contudo, desde que a maioria das inclusões são monofásicas, os valores de $\delta^{13}C$ são assumidos como representantes de um fluido carbônico sin-metamórfico. Uma feição marcante dos dados isotópicos, éa diferença de valores das rochas plutônicas enderbítica-charnockíticas (-4 a -7%) e dos granulitos supracrustais (-10 a -26%). Os veios de quartzo que cortam os enderbitos-charnockitos, por sua vez, contêm similar $\delta^{13}C$ em comparação aos quartzo dos charnockitóides. Verificou-se, também, que os dados obtidos nos granulitos plutônicos de Jequié, superpõe a bem definida faixa de CO_2 das rochas vulcânicas, vidros das cristas meso-oceânicas, charnockitos, diamantes e kimberlitos. Os valores de $\delta^{13}C$ das supracrustais são mais negativos e intermediários que aqueles dos granulitos plutônicos e grafititos. Os dados isotópicos dos grafititos situam-se em uma faixa normalmente encontrada em grafitas precambrianas, em solos pelíticos e formações ferríferas de granulitos canadenses (VRY *et al.* 1988) e norte-americanos (CRAWFORD & VALLEY 1990). Contudo, alguns valores de $\delta^{13}C$ do presente estudo são muito mais elevados que aqueles obtidos em grafitas dos terrenos granulíticos do sul da Índia (-8 a -19%) (FARGUHAR & CHACKO 1992, JACKSON et al. 1988) e Sri Lanka (-7 a 9%) (FIOROENTINI *et al.* 1990, DOBNER *et al.* 1978). Os dados isotópicos das grafitas do Complexo Jequié permitem interpretá-las como representantes do carbono orgânico Arqueano.

No Complexo Jequié os valores de $\delta^{13}C$ das cordieritas, bem como o fator de fracionamento ($\delta^{13}C$org-cord) para o par cordierita-grafita são semelhantes à de outros terrenos granulíticos, implicando que as supracrustais não foram penetradas por grandes quantidades de CO_2 ($\delta^{13}C$ fluido = -7%), vindas de partes profundas da crosta. Contudo, os dados isotópicos para os

[1]Dept. Fis. Astr. Univ. Calgary, AB, Canadá, T2N E 14N
[2]Curso de Pós-Grad. em Geologia/UFBA, R. Caetano Moura, 123, Federação, Salvador-BA
[3]Inst. Geociências, UNICAMP, Cx. Postal 6512, Campinas-SP

granulitos plutônicos coincidem com aqueles obtidos em CO_2 originados em grandes profundidades. Isto difere do quadro obtido no sul da India, onde valores de $\delta^{13}C$ para CO_2 são similares tanto nas supracrustais como nos plutônitos. Os dados isotópicos dos granulitos supracrustais de Jequié são menos densos comparados com os granulitos do sul da India mas, similares aos granulitos da Noruega (HOEFS & TOURET 1981, PINEUA *et al.* 1981). Os valores isotópicos do CO_2 das supracrustais Jequié se assemelham também aos valores das escapolitas de Furua, Tanzania (HOEFS *et al.* 1981) e de São José do Rio Pardo, Brasil (IYER *et al.* 1992).

As diferentes faixas na composição isotópica do carbono, nas rochas plutônicas e supracrustais, indica pelo menos duas diferentes fontes de CO_2: uma com o $\delta^{13}C$ mais denso, encontrado principalmente nas rochas plutônicas e uma outra com o $\delta^{13}C$ mais leve, encontrado sobretudo na grafita arqueana.

A participação de duas fontes distintas de CO_2 durante o metamorfismo granulítico pode ser explicada em função de movimento de magmas através da crosta inferior, que fornece calor e CO_2 (FROST *et al.* 1989). Magmas ascendentes, saturados em CO_2, fundem porções da rocha encaixante para produzir charnockitos, os quais incorporam CO_2 "magmático" exsolvido. O calor do magma também produz a oxidação da grafita arqueana presente nos precursores supracrustais. O CO_2 produzido é provavelmente incorporado no quartzo, com algum CO_2 "magmático", dando valores, de mistura de $\delta^{13}C$. Assim, diante do exposto, os dados isotópicos e de inclusões fluidas na área pesquisada no Complexo Jequié, podem ser interpretados, sem apelar para uma fonte externa.

Referências

BARBOSA, J.S.F. 1990. In: Granulites & Crustal Evolution (ed. Vielzeuf, D. & Vidal, Ph.), 1988–1990, 585 p. Springer-Verlag.

CRAWFORD, W.A. & VALLEY, J.W. 1990. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **102**: 807–811.

DOBNER, A. *et al.* 1978. *Lithos*, **11**: 251–255.

FARQUHAR, J. & CHACKO, T. 1992. *Nature*, **354**: 60–63.

FIOROENTINI, E. *et al.* 1990. In: Granulites and Crustal Evolution (ed. Vielzeuf, D. & Vidal, Ph.), 397–418, 585 p. Springer–Verlag.

FROST, B.R. *et al.* 1989. In: Fluid movement-element transport and the composition of the deep crust (ed. Bridgewater, D. 1–12. Kluewar, Dortrecht.

HOEFS, J. & TOURET, J. 1981. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **52**: 165–174.

HOEFS, J. *et al.* 1981. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **78**: 332–336.

IYER, S.S. *et al.* 1992. *J. South Amer. Earth Sci.*, **6**: 59–66.

JACKSON, D.H. *et al.* 1988. *Nature*, **333**: 167–170.

PINEUA, F. *et al.* 1981. Bull. *Mineral.*, **104**: 630–641.

VRY, J.*et al.* 1988. *Nature*, **332**: 66–68.

EVOLUÇÃO TECTONO-METAMÓRFICA DE ROCHAS GRANULÍTICAS DO CINTURÃO COSTEIRO EM MINAS GERAIS

A.G. Costa[1]
C. A. Rosiére[1]
W.C.Vidal[2]
F.V. Laureano[2]
C.S. Viana[2]

Rochas ortometamórficas, rochas meta-sedimentares e meta-plutonitos básicos/ultrabásicos e intermediários aflorantes na região de Caratinga-Simonésia/MG, representando níveis crustais diferentes e de provável idade proterozóica, têm a sua gênese associada a eventos tectônicos, que envolvem intensa atividade magmática de caráter toleítico, metamorfismo de alto grau e deformação. Integrantes do denominado Complexo básico-ultrabásico de Manhuaçú (COSTA *et al.* 1992), estas rochas têm sua área de ocorrência delimitada a leste pelo lineamento de Guaçúi (FRITZER 1991). A norte, este terreno dá lugar a um complexo granitóide, que por sua vez está delimitado a leste por gnaisses kinzigíticos e a oeste por rochas do Complexo Gnáissico-Migmatítico de Minas Gerais (SCHOBBENHAUS 1984). Embora afetadas por diversos eventos metamórficos e deformacionais, estas rochas mostram ainda feições reliquiares, o que possibilita a identificação de seus respectivos protólitos e a proposição de uma sequência de eventos e suas prováveis interações.

Do ponto de vista petrográfico distinguem-se, na área, rochas gnáissicas portadoras de minerais tais como cordierita, hercynita, granada, sillimanita, biotita, rutilo, K-feldspato, plagioclásio e quartzo ou ortopiroxênio, clinopiroxênio, granada, plagioclásio-cálcico e hornblenda. Rochas metamórficas a ortopiroxênio, plagioclásio, clinopiroxênio e granada, mas com textura granoblástica e granulação fina são frequentes. Juntamente com estes tipos de aspecto maciço, ocorrem outros com trama de origem tectônica, mostrando lineação mineral bem desenvolvida. Rochas básicas de granulação média a grosseira com textura ígnea preservada, constituidas por diferentes combinações de ortopiroxênio, clinopiroxênio, plagioclásio e, mais raramente, olivina, são identificadas em meio aos gnaisses de derivação orto e para. Tipos de composição intermediária , de granulação média a fina, ocorrem na forma de plutons ou diques, e não mostram-se gnaissificados.

As porções básicas preservadas atestam um evento magmático inicial de caráter toleítico, com consequente cristalização sob condições de alto grau. Associados a estas porções, os tipos de granulação fina e textura granoblástica, portadores das mesmas associações mineralógicas de alto grau, indicam as condições granulitizantes em que ocorreu esta cristalização. Tipos pelíticos constituidos por cordierita, granada, hercynita, sillimanita, feldspato potássico, plagioclásio e quartzo, com feições texturais semelhantes a dos tipos básicos granoblásticos, encontram-se igualmente associados e destacam-se dos gnaisses de origem também sedimentar aflorantes na área, em função da ausência de fases minerais hidratadas nos primeiros e pelo caráter textural gnáissico dos últimos, cujo bandamento supõe-se ser resultante de processos de diferenciação metamórfica. Tanto gnaisses de derivação para, quanto os de orto, portadores de associações minerais típicas para fácies anfibolito de alto grau, mostram-se diferentemente deformados.Além de intensa e complexamente deformados, são frequentes nestes gnaisses as evidências da atuação de processos de migmatização.

Regionalmente, podem ser observados na área diferentes estilos de dobramento. A presença de padrões complexos de redobramento em zonas de menor magnitude de deformação é substituida progressivamente pela presença de dobramento isoclinal a medida que se aproxima das zonas de cisalhamento. A diversidade textural encontrada nos tipos básicos, quer de composição

[1]CPMTC/IGC - UFMG
[2]Bolsista I.C./CNPq - CPMTC

gabro-norítica, ou nos termos mais anortosíticos, é creditada ao caráter heterogêneo e descontínuo da deformação, ocorrida na área de estudos. Esta heterogeneidade está condicionada pela presença das zonas de cisalhamento, de caráter transpressivo, com direção aproximadamente N-S e mergulhos fortes, resultando na formação de tectonitos LS e S, pela superposição de deformações de caráter não coaxial e coaxial, associadas a uma tectônica colisional. Isto reflete-se na morfologia dos porfiroclastos de feldspato e agregados de quartzo, originalmente ovais nos gnaisses e achatados ou estirados nos membros miloníticos, com o desenvolvimento até mesmo de quartzo fitado (*ribbons*).

Com base nos dados obtidos formula-se uma proposta de modelamento tectônico para a área em estudo, que inicialmente envolveria o transporte de magmas gerados no manto e o posicionamento destes na base da crosta. As rochas básicas encontradas mostram afinidade toleítica , sendo o padrão de fracionamento das Terras Raras e o seu conteúdo em elementos maiores e traços destas, compatíveis com os de rochas geradas a partir de magmas de origem mantélica.As composições químicas são semelhantes à de básicas do tipo assoalho oceânico ou de bacias marginais. A este posicionamento seguiu-se a cristalização de magmas sob condições de alto grau, sem evidências de perturbações tectônicas, resultando na formação de rochas plutônicas e de uma primeira geração de granulitos, ambas de caráter básico. Paragnaisses foram também granulitizados nestes níveis e migmatizados em níveis crustais mais elevados, com geração restrita de rochas granitóides, em parte sob a influência de influxos de CO2 provenientes do manto, que contribuíram para a desidratação a nível da crosta profunda e migração dos agentes migmatizantes.

Um evento colisional posterior, promoveu espessamento crustal, o qual explicaria a presença de bordas de granada ao redor de cristais de ortopiroxênio e plagioclásio nas rochas básicas granulíticas, geradas em função do já citado processo de posicionamento de magmas básicos na crosta profunda. Provavelmente, deste processo colisional, por transporte de sedimentos para níveis mais profundos da crosta, poderia resultar uma segunda geração de rochas granulíticas, bem como uma intensificação da anatexia a partir da fusão parcial das rochas meta-pelíticas existentes, com consequente geração de granitos do tipo S. De fato, são encontrados grandes volumes de rochas graníticas, a norte da área estudada e de idades comprovadamente mais novas.

Durante a colisão, partes da crosta teriam sido transportadas para níveis mais elevados, provocando na área, em consequência de uma descompressão, a substituição de cristais de granada por cordierita e hercynita em gnaisses e anatexitos.

Também como resultado deste soerguimento,os componentes básicos foram colocados em contato com zonas hidratadas, resultando, por fusão parcial, na geração de líquidos enderbíticos.

Nas zonas de cisalhamento transpressivas, ocorreram reequilíbrios de paragêneses minerais de alto grau para aquelas de mais baixo grau e charnockitização localizada. Dados geoquímicos (Tabela 01) para rochas ortoderivadas estudadas, conferem para parte das mesmas uma falsa afinidade cálcio-alcalina, aqui justificada apenas pelo intenso processo de biotitização e *K*-feldspatização observados. O *trend* de direção ao vértice dos álcalis encontrado para as mesmas é típico para produtos de alteração hidrotermal.

Agradecimentos: Os autores agradecem à FAPEMIG pelo provimento de recursos, que finaciam os trabalhos na área em estudo e aos colegas L.G.Knauer e A.C.Pedrosa Soares pelas discussões.

Referências

COSTA, A.G. 1992. Evolução metamórfica e estrutural para rochas do Complexo Básico-Ultrabásico da região de Manhuaçú-Ipanema, MG.In: CONGR BRAS. GEOL.,37, São Paulo, 1992. Boletim de Resumos...São Paulo,SBG, V.1, p. 420.

FRITZER, T. 1991. Das Guaçui-Lineament und die orogene Entwicklung des zentralen Ribeira-Belts (Espírito Santo, Brasilien). Münchner Geol. Hefte,2, 196p.

SCHOBBENHAUS, C; ALMEIDA CAMPOS, D; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. 1984. Geologia do Brasil. Texto explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente

incluindo Minerais. DNPM-DGM. p.501.

Tabela 1. Composição química de rochas básicas da região de Caratinga – Simonésia / MG.

	Rochas básicas toleíticas					Rochas básicas alteradas				
	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5
FeO	10.00	6.50	12.50	10.30	11.20	2.70	1.10	1.70	2.30	3.50
MgO	2.90	4.60	3.40	5.40	3.50	1.20	0.80	1.10	1.00	2.70
TiO_2	2.70	3.00	2.20	2.80	3.80	0.88	0.22	0.39	0.32	0.64
K_2O	0.46	0.78	0.07	0.55	2.70	8.80	3.40	2.90	3.30	3.20
Na_2O	2.10	1.90	0.72	1.70	2.90	1.80	3.70	3.10	1.80	3.50
CaO	5.30	10.30	7.00	10.50	7.00	1.50	3.20	2.30	2.20	3.30
Y	68	41	38	43	69	9	20	31	22	25
Zr	430	110	170	180	420	310	69	250	190	220
Nb	31	10	12	18	24	20	21	5	5	9

ENDERBITIC GNEISSES AND CHARNOCKITE MASSIFS IN THE VARGINHA-GUAXUPÉ COMPLEX: A QUESTION OF MELT GENERATION DURING GRANULITE FACIES METAMORPHISM

Asit Choudhuri
Jacinta Enzweiler[1]

In the region extending from Guaxupé to Machado in the southeast, the Varginha-Guaxupé complex consists of high-grade gneisses and charnockites and belongs to the Alfenas mobile belt as defined by ALMEIDA (1981). This high-grade terrain contains predominantly mafic and felsic granulites, garnet-biotite gneisses ± sillimanite, mafic and felsic migmatites and charnockites. These rocks are frequently injected by or enclosed in pink, potassic migmatites, particularly to the south and southeast towards Guaranesia and São Jose do Rio Pardo (OLIVEIRA, 1984), where massive coarse grained granites also occur. Around Machado, in the hill ranges and abandoned quarries, massive coarse grained charnockites and augen charnockites are common, forming a part of an apparent zonal distribution of rock types from Guaxupé to Machado (CHOUDHURI *et al.* 1991). An interesting feature of these high-grade rocks is that the enderbites often occur as banded and folded gneisses of dioritic to tonalitic composition (mafic migmatites), with dark and light grey bands, the latter often igneous-textured, and the charnockites are almost always coarse, dark grey and massive with large potash feldspars.

In the study area, charnockites most probably represent dry high temperature melts formed in the granulite facies and emplaced syntectonically (CHOUDHURI & CARVALHO 1991), whereas the lighter bands in mafic migmatites formed from melting of mafic rocks under the same metamorphic conditions (CHOUDHURI *et al.* 1992). Such processes might satisfactorily explain some of the structural and textural features of these rocks. Their chemical composition highlights characteristic differences already established by field and petrographic observations.

The rocks analysed for major and trace elements are charnockites, granitic rocks, mafic two-pyroxene + hornblende granulites and enderbitic gneisses. All of them belong to the calc-alkaline suite (Fig. 1). In the case of the mafic granulites and enderbitic gneisses, dark and light bands were analysed separately, either from the same outcrop or from neighbouring outcrops in the zone of predominance of mafic types (CHOUDHURI *et al.* 1991); all the analyses are plotted in Fig. 2 in which rocks from the same outcrop are connected by dotted lines. In conjunction with field and textural criteria the compositions suggest that the light, tonalitic portions (intermediate compositions in Fig. 2) are either in-situ melts of mafic rocks in the enderbitic gneisses or are injections of melts generated elsewhere as proposed by CHOUDHURI *et al.*, (1992). The formation of such tonalitic melts under granulite facies conditions has been reported among others by PATTISON (1991) and could conceivably account for the calc-alkaline nature of many high- grade terrains. In the same region, especially in and around Machado, the charnockites (acid field in Fig. 2) are possibly products of large amounts of granitic melts emplaced in a ductile shear zone. Melt formation and metamorphism aided by fluids of low water content apparently go hand in hand in these deep crustal levels.

In the course of this chemical study, we also examined a late grey, massive mesoperthite granite body which shows discolouration to pink portions where fluids have passed through fractures later filled by epidote. This can be seen in thin section as a complete chloritization of original hornblende and biotite in the transformed zone; in addition, the pale green chlorite has fine bands of titanite along cleavages as Ti is not incorporated in chlorite. As illustrated in Fig. 3, there has been a loss of K, Ca, Rb and Sr as a result of the transformation — elements such as Si, Ti, Zr, Y, Nb remained immobile in this process. Such processes should be taken into account while dealing with high-grade rocks.

ACKNOWLEDGEMENTS: This contribution is a result of research supported by CNPq Process No. 350769/91-5.

[1]Instituto d· Geociências, UNICAMP.

References

ALMEIDA, F. F. M. 1981. O Cráton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco. Anais Simp. Craton São Francisco e suas Faixas Marginais. S. B. G. Nucleo da Bahia, 1–91.

CHOUDHURI, A. & CARVALHO, E. D. R. 1991. Varying fluid regimes in uaxupé granulites, SW Minas Gerais. Cadernos IG/UNICAMP **1**: 109–118.

CHOUDHURI, A.; CARVALHO, E. D. R.; BATISTA, J. J. 1991. Zonal distribution of lithologies, fluids and melting in the granulite facies terrain southeast of Guaxupé, MG. 6th Simp. Minas Gerais, Ouro Preto (in press).

CHOUDHURI, A.; MEDEIROS, R. M.; CARVALHO, E. D. R.; SZABO, G. A. J. 1992. High-grade mafic migmatite from SW Minas Gerais: An example of amphibolite melting. 37th Congr. Bras. Geol. , São Paulo. **1**: 423–424.

IRVINE, T. N. & BARAGAR, W. R. A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Can. Jour. Earth Sci. **8**: 523–548.

LE MAITRE, R. W. 1976. The chemical variability of some common igneous rocks. J. Petrology **17**: 589–637.

OLIVEIRA, M. A. F. 1984. Considerações sobre a evolução do Complexo Varginha. 33ºCongr. Bras. Geol. , Rio de Janeiro, **5**: 2302–2304.

PATTISON, D. R. M. 1991. Infiltration-driven dehydration and anatexis in granulite facies metagabbro, Grenville Province, Ontario, Canada. Jour. Metamorph. Geol. **9**, 315–332.

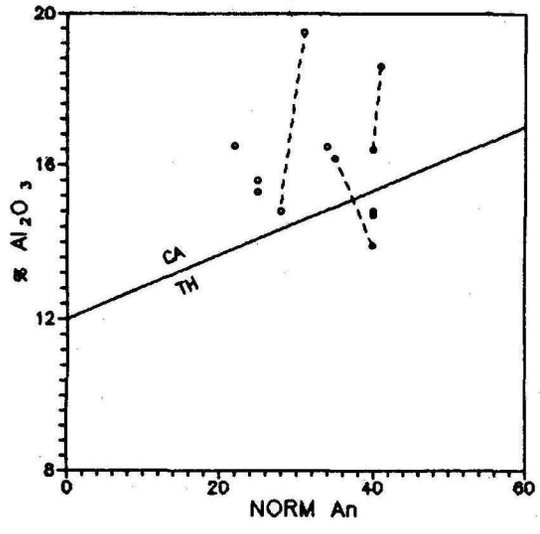


Figure 1. Subdivision of calc-alkaline and tholeiite suites after Irvine & Baragar (1971).

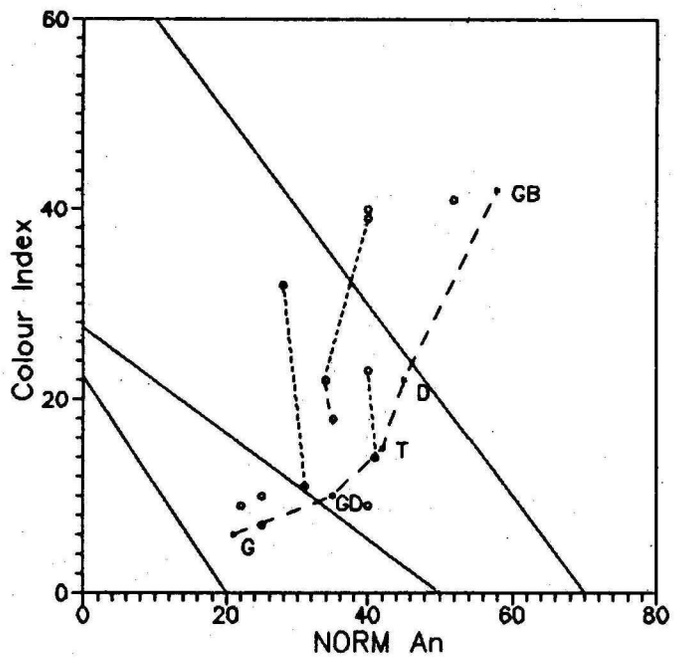


Figure 2. Distinction between high-grade rocks form Guaxupé (figure after Irvine and Baragar, 1971) with dotted lines connecting dark and light rocks from same outcrop. GB, D, T, GD & G are average gabbro, diorite, tonalite, granodiorite and granite from Le Maitre (1976).

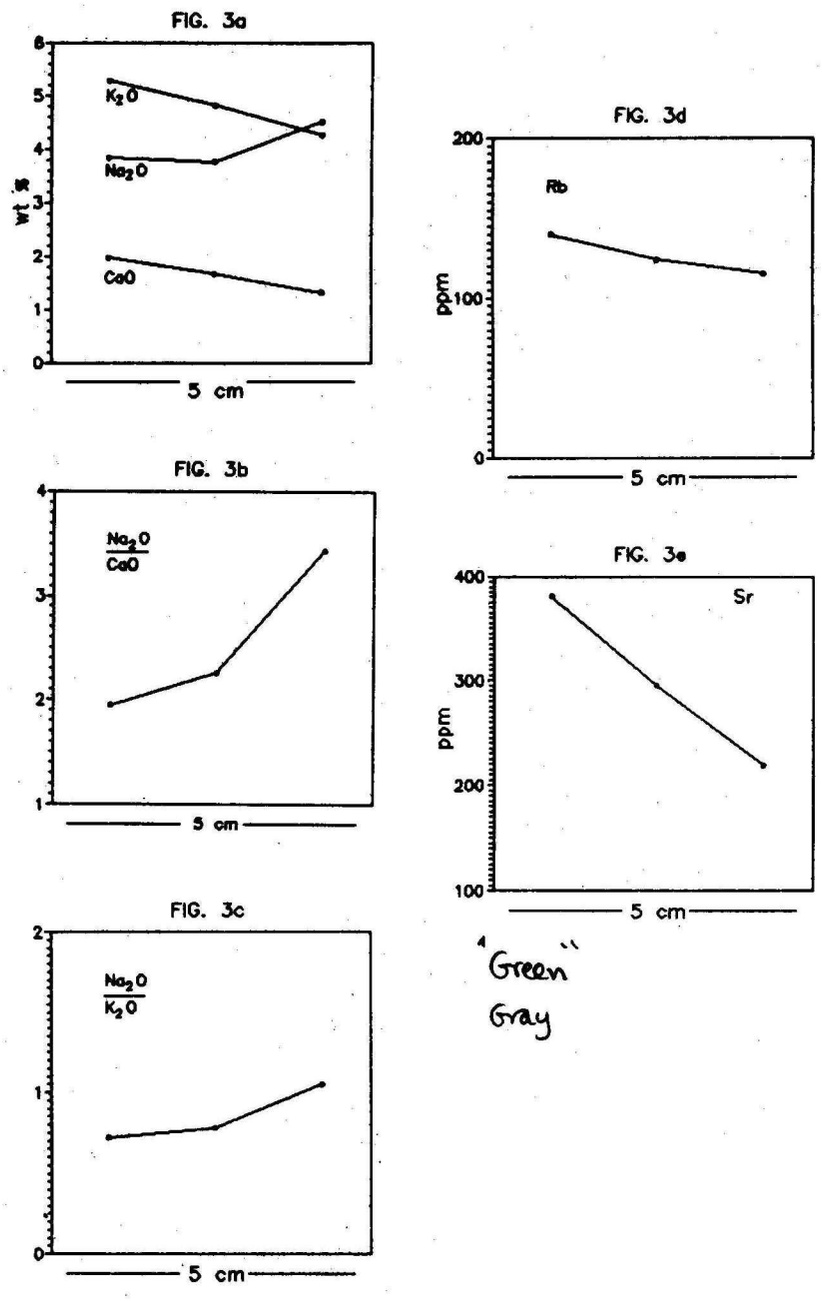


Figure 3. Element variation in transformation of grey to pink colouration in mesoperthite granite near Guaxupé, Minas Gerais.

CAPITULO II

MAGMATISMO E EVOLUÇÃO CRUSTAL: TERRENOS GRANITO-GREENSTONE, ASSOCIAÇÕES TTG, PLUTONISMO ÁCIDO E MAGMATISMO MÁFICO-ULTRAMÁFICO

O LIMITE MERIDIONAL DO CRATON SÃO FRANCISCO E O POSICIONAMENTO DE GRANITOS COLISIONAIS

F.R.M.Pires[1]
M.I.M. Barbosa[2]

Desde os conceitos iniciais relativos ao *emplacement* de granitos colisionais (LE FORT, 1975; MITCHELL, 1977; HUTCHINSON & CHAKRABORTY, 1980) e sua caracterização através de discriminantes geoquímicos (PEARCE, HARRIS & TINDLE, 1984) que os geólogos de granito tem tentado comparar tipos dos plutons em estudo com os modelos propostos. Embora conhecidas há algum tempo as mineralizações de Sn, Ta, Nb, Li e Be em pegmatitos na Província de S. João del Rei (GUIMARAES & GUEDES, 1944), ignorava-se a existência de corpo granítico relacionado. Recentemente (PIRES & PORTO, JR, 1986) foi identificado e descrito o granito Santa Rita como gerador dos pegmatitos, sem se estabelecer seu posicionamento geotectônico, correlações com outros granitos existentes na região e distribuição das mineralizações de metais raros na área. Foi sugerida a distribuição de Sn e Ta em função geográfica na Província (FRANCESCONI, 1972).

Particularmente importantes neste trabalho são o estudo do posicionamento geotectônico desses granitos, suas caracteristicas cronológicas e composicionais e a delimitação dos crátons Paramirim (CPR) e São Francisco (CSF).

Além do Granito Santa Rita, ocorrem numa região compreendida entre as cidades de Alpinopólis e Guanhães, por cerca de 600 km de extensão, vários corpos graníticos de diversas dimensões, formando um *granite belt.* A oeste existem os corpos Quilombo (CHOUDURI *et al.*, 1989) e Porto Mendes (TEIXEIRA, 1985) seguidos do Santa Rita e Taboões (QUEMENEUR e VIDAL, 1989) com seqüência do granito Alto Jacarandá (FIUMARI *et al.*, 1985), Entre Rios, Crasto (PIRES, 1977), Complexo Ressaquinha (tipos Lebourg, FRANCO e CAMPOLIDE, MACHADO FILHO *et al.*, 1983), Lavras a Sul (HEILBRON *et al.*, 1987) e mais a nordeste os granitos Borrachudos e Guanhães (HERZ, 1970: SAD *et al.*, 1990). Metamagmatitos ácidos de Conceição do Mato Dentro e Serro e metariolitos do SGr. Paraúna (MACHADO *et al.*, 1989) foram datados no mesmo evento. Esses granitos apresentam características petrográficas semelhantes, são em geral leucogranitos peraluminosos a metaluminosos, idade transamazônica, da série ilmenita e tipo S. Os granitos invadem *greenstones* do Gr. Barbacena e gnaisses inferiores.

Curiosamente, na região nordeste de Minas Gerais (Cel. Murta Rubelita, Complexo Medina), granitos pós-tectônicos intrudem xistos e quartzitos do Gr. Salinas e contém mineralizações de Sn, Nb, Ta, Cs e Li, datados em 525 Ma (SOARES *et al.*, 1987) no mesmo alinhamento descrito. Aparentemente esses corpos e mineralizações associadas constituem retrabalhamento crustal e herança metalogenética (SCHUILING, 1976). De outro modo, os granitos estanígenos da Província Tocantins (ALMEIDA *et al.*, 1977) originados por plutonismo durante o início do Ciclo Uruaçuano (1600–1800 Ma) correspondem aos tipos encontrados nas Serras da Mesa, Dourada, Branca, Encosto, Mendes, Mocambo (MARINI E BOTELHO 1986), Ipameri (Encruzilhada e Sesmaria, PEREIRA *et al*, 1981) e S.Domingos (TEIXEIRA *et al.*, 1982). Desde que esses granitos estão deformados e metamorfizados há possibilidade de que suas idades tenham sido isotopicamente rejuvenescidas pós-Ciclo Transamazônico, confirmando discussões anteriores (HASUI *et al.*, 1978; TASSINARI *et al.*, 1981). A elevada razão inicial (0,728) indica retrabalhamento crustal. A esses granitos associam-se pegmatitos e greisen (muscovita-topázio-turmalina-fluorita) e albitização, com Sn, Ta e Be.

O quadro da mineralização sugere a distribuição de inúmeros corpos graníticos intrusivos durante o Transamazônico, ao redor do CSF, durante a colisão que fragmentou o antigo CPR (Fig. 1). Aparentemente essa colisão ocorreu durante longo ciclo tectônico e foi reproduzida e caracterizada através de sistema de empurrão (*thrust sheets*) contra o cráton. Episedimentos tipo

[1]Departamento de Geologia, IGEO, UFRJ
[2]CETEM, Ilha do Fundão, Rio de Janeiro.

Araxá, Ibiá, Andrelândia e Complexo Jequitinhonha consistem produtos iniciais de deposição em bacias marginais e em *back* ou intra *arc* (Quadrilátero Ferrífero). São biotita-muscovita xistos com cianita, granada e rutilo com intercalações finas de quartzitos periféricos ao CSF, superimpostos no fragmentante CPR. A distribuição regular de *greenstones* (talco xistos com esmeralda), jazimentos de rutilo (LEONARDOS, 1938) e polaridade metamórfica em relação ao CSF aparentemente indicam imenso arco formado no Ciclo Transamazônico. As zonas lineares de anomalias gravimétricas que delimitam ambos crátons, podem ter se estendido até a faixa Juiz de Fora (margem sul do CPR).

Interpretando a posição dos granitos estudados no diagrama de Shand (Fig. 2) pode-se notar a concentração preferencial dos granitos estanígenos no campo peraluminoso, e aqueles com tendências estaníferas de se localizarem nos campos metaluminoso e peraluminoso ou junto ao limite. Granitos fracamente mineralizados se situam nos limites dos campos.

Considerando o posicionamento geotectônico dos granitos Santa Rita e Ressaquinha no diagrama de PEARCE *et al* (1984) há maior concentração nos campos sincolisional e de arcos vulcânicos (Figs. 3 e 4). Combinando-se esse fato com a distribuição regular das idades transamazônicas dos granitos é permitido sugerir a existência de evento regional orogênico. As idades do metamorfismo das seqüências xistosas superiores coincide com o evento transamazônico, corroborando a sugestão apresentada. O modelo evolutivo de formação dos granitos estanígenos em questão consiste no desenvolvimento inicial de *bulge* termal, produzindo expansões e contrações regionais, que originaram bacias marginais e cordilheiras. Aulacógenos e rifteamento podem ter ocorrido, durante esse processo de fragmentação crustal, e colisão do tipo continente-continente, ou continente-placa oceânica. A estrutura em *thrust sheets*, com as escamas imbricadas contra o CSF precede e resulta em fusão crustal que originou os granitos.

Numa análise ampla dos diagramas pode-se notar a notável concentração dos granitos goianos no campo peraluminoso, exceto os de Ipameri. Alguns granitos comuns aos dois campos, como os estanígenos Santa Rita e Cel Murta-Rubelita, e raros restritos ao metaluminoso. Alguns granitos no campo intraplaca pode indicar o emplacement de granito durante estágio mais avançado de cratonização, durante o final do Ciclo Transamazônico.

Tabela 1. Granitos Transamazônicos da zona Meridional do Cráton S. Francisco (idades Rb-Sr e U-Pb)

Designação	Idade (Ma)	Ri	Fonte
Quilombo	1878±50	0.70866	Chouduri *et al.*
Porto Mendes	2200±175	0.702	Teixeira
Boa Esperança	2100±143	0.7379	"
Entre Rios de Minas	1886±153	0.70358	"
Taboões (Sta. Rita)	1932±21	0.70886	Quemeneur e Vidal
Lavras	1977,4±134	0.70741	Heilbron *et al.*
Lavras	2137±123	0.7026	Teixeira
Alto Jacaranda	1900±106	0.70955	Fiumari *et al.*
Campolide	1998±16,7	0.71568	Machado Fo. *et al.*
Lebourg	1974,6±51,1	0.70848	"
Franco	1814,6±71.7	0.71217	"
Conc. Mato Dentro	1771 +8/−4	U-Pb	Machado *et al.*
Serro	1715±2	U-Pb	"
Metariolitos	1814±15	U-Pb	"
Rio Parauna	2049 +3/ − 2	U-Pb	"

Referências

ALMEIDA, F.F.M. 1977. O Cráton S.Francisco. RBG, 7:349–364.

ALMEIDA, F.F.M. 1981. O Cráton Paramirim e suas relações com o Cráton São Francisco e faixas marginais, SBG, 1: 1–9 Salvador.

CHOUDURI, A.; CROSTA, A.P.; SCHRANK, A.; SZABO, G.A.J.; IYER, S.S. 1992. The Quilombo Granite in the Archean Morro do Ferro Greenstone Belt, SW Minas Gerais and the character of the Transamazonian Belt. 6º Simp. Geol. Minas Gerais e 30 SICEG, REM, 45:152–153.

FIUMARI, S.L.; PADILHA, A.V.; ARAUJO, M.C. 1985. Complexo Granulítico de Passa Tempo. 3º Simp. Geol. Minas Gerais, 5: 60–67.

FRANCESCONI, R. 1972. Pegmatitos da região de São João del Rei, Estado de Minas Gerais, Tese Dotoramento, IG/USP, 1–101.

GUIMARAES, D. E. & GUEDES, S.V. 1944. Nota Preliminar sobre a região estanífera de São João del Rei, Minas Gerais. DFPM/DNPM, Av. 58: 13–26.

HASUI, Y.; ALMEIDA, F.F.M.; NEVES, B.B. de B. 1978. As Estruturas Brasilianas. An. 30 Cong. Bras. Geol., 6: 2423-2437, Recife.

HASUI, Y.; SADOWSKI, G.R.; CARNEIRO, C.R.R. 1978. A zona marginal sul do Cráton São Francisco, Publ. Esp.,3: 205–224, Salvador.

HEILBRON, M.L.; GONCALVES, M.L.; TEIXEIRA, W.; TROUW, R.A.J.; PADILHA, A.V.; KAWASHITA, K. 1987. Geocronologia da região entre Lavras, São João del Rei, Lima Duarte e Caxambu (MG). An. Acad. bras. Cienc., 61: 177–199.

HERZ, N. 1970. Gneissic and Igneous rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, US Geol. Survey, Prof. Paper 641-B, 1–58.

HUTCHINSON, C.S. & CHAKRABORTY, K.R. 1980. Tin: a mantle or crustal source? Geol. Soc. Malaysia, Bull., 11: 71–79.

LE FORT, P. 1975. Mineralization of Sn, W, Mo and Collisional Plutonism. RBG/ISGAM, 17: 551–554.

LEONARDOS, OH 1938 Rutilo em Goiás. SFPM/DNPM, Bol 30, 1–17.

MACHADO F.O.; L, RIBEIRO, M.W.; GONZALES, S.R.; SCHENINI, C.A.; NETO, A.S.; PALMEIRA, R.B.; PIRES, J.L.; TEIXEIRA, W.; CASTRO H.E.F. 1983. Projeto Radambrasil, Fls. SF 23/24, Rio de Janeiro-Vitoria, 1–304.

MACHADO, N.; NOCE, C.M.; OLIVEIRA, O.A.B.; LADEIRA 1989. Evolução geológica do Quadrilátero Ferrífero no Arqueano e Proterozóico inferior com base em geocronologia U–Pb. 5 Simp.Geol. Minas Gerais, 1–5.

MARINI, O.J. & BOTELHO, N.F. 1986. A Província de granitos estaníferos de Goiás. RBG, 16: 119–131.

MITCHELL, A.H.G. 1977. Tectonic settings for emplacement of southeast Asian tin granites. Geol.Soc. Malaysia,Bull. 9: 71–79.

PADILHA, A.V.; VASCONCELOS, R.M.; GOMES, R.A.A.D. 1991. Evolução Geológica, In: Brandalise, LA, Folha de Barbacena, SF-23X-C-III, 111–134.

PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W.; TINDLE, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. J.Petrol., 25: 956–983.

PEREIRA, E.L.; POLI, A.J.C.; TEIXEIRA, N.A.; FERREIRA, M.C.B. 1981. Prospecção e Caracterização Genética das Mineralizações Estaníferas na porção Sudeste do Estado de Goiás. An. 1 Simp.Geol.Centro-Oeste,Goiania: 746–770.

PIRES, F.R.M. 1977. Geologia do Distrito Manganesífero de Cons. Lafaiete, Minas Gerais. Tese de Mestrado, IG/UFRJ,1–320.

PIRES,F.R.M. & PORTO J.R.R. 1986. A mineralização de Sn-Ta-Nb-Li e o granito Santa Rita, São João del Rei, Minas Gerais. 34 Cong.Bras.Geol.,5: 2023-2024.

QUEMENEUR, J.J. & VIDAL, P. 1989. Primeiras datações radiométricas dos granitos de São João del Rei. 5 Simp.Geol.Minas Gerais: 50–54.

SAD, J.H.G.; CHIODI, C.; SANTOS, J.F.; MAGALHÃES, J.M.M.; CARELOS, P.M. 1990. Duas "suites" graníticas do bordo sudeste do Cráton San Franciscano, em Minas Gerais: Petroquímica e potencial metalogenético. An., 35 Cong.Bras. Geol., 4:1836–1848.

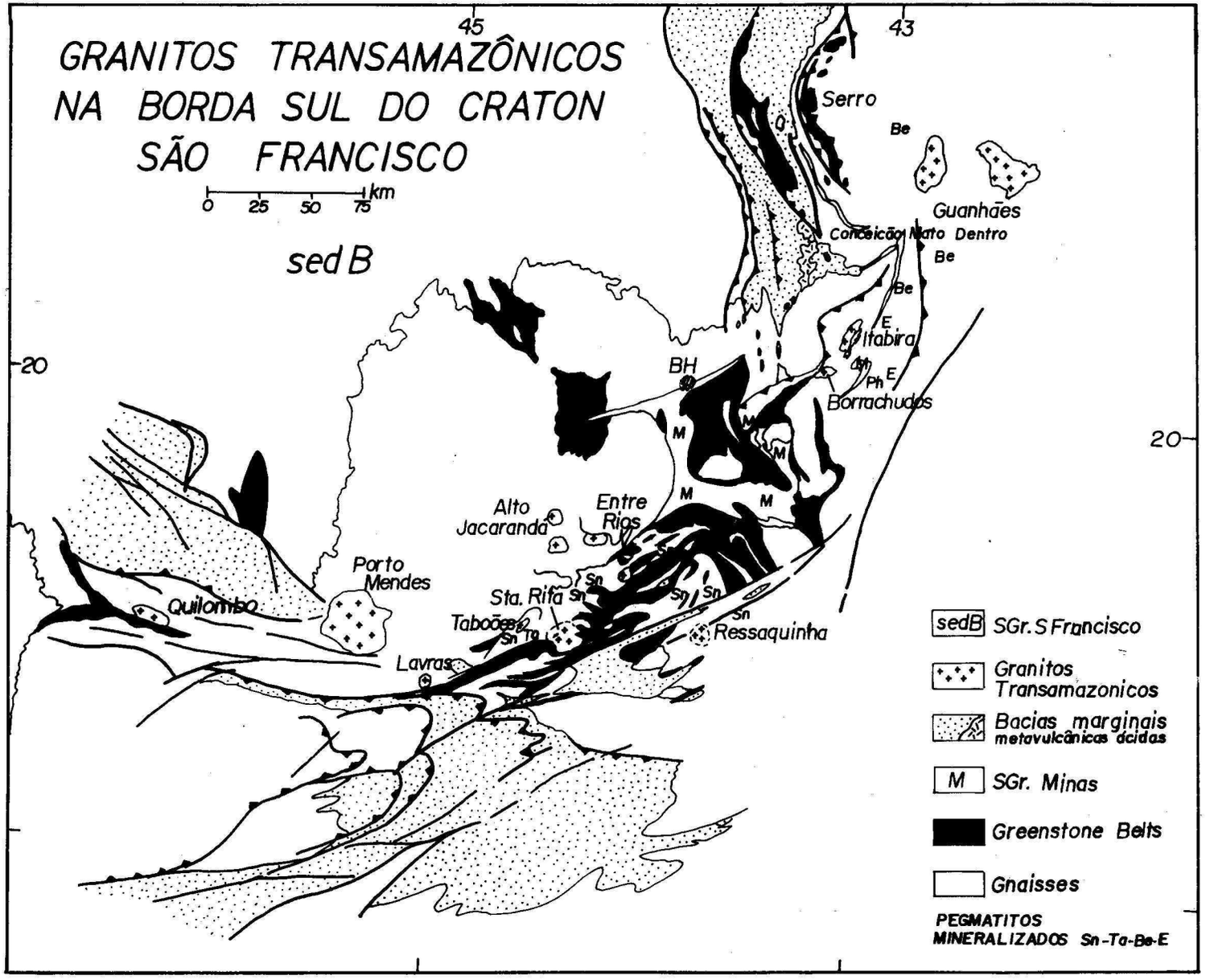
SCHUILING, R.D. 1967. Tin Belts on the continents around the Atlantic Ocean. Econ. Geol., 62: 540–550.

SOARES, A.C.P.; MONTEIRO, R.L.B.P.; CORREIA-NEVES, J.M.; LEONARDOS, O.H.; FUZIKAWA, K. 1987. Metasomatic Evolution of granites, northeast Minas Gerais, Brazil. RBG/ISGAM, 17: 512–518.

TASSINARI, C.C.G. 1981. Panorama Geocronológico da Folha SD-22, Goiás suas implicações geotectônicas. Radambrasil. 1–58.

TEIXEIRA, N.A.; POLI, A.J.C.; FERREIRA, M.C.B. 1982. Contribuição a geologia e petrologia da região de S.Domingos, GO.RBG, 12: 562–571.

TEIXEIRA, W. 1985. A evolução geotectônica da porção meridional do Cráton do S. Francisco, com base em interpretações geocronológicas. IG/USP. Tese de Doutoramento, 1–207.


GRANITOS TRANSAMAZÔNICOS
NA BORDA SUL DO CRATON
SÃO FRANCISCO
0 25 50 75 km
sed B
45
43
20
20
Serro
Be
Guanhães
Conceição do Mato Dentro
Be
Be
E
Itabira
Ph E
Borrachudos
BH
M
M
M
M
M
Alto
Jacaranda
Entre
Rios
Porto
Mendes
Quilombo
Sta. Rifa
Sn
Taboões
Sn Ta
Lavras
Ressaquinha
sedB SGr. S Francisco
Granitos
Transamazonicos
Bacias marginais
metavulcânicas ácidas
M SGr. Minas
Greenstone Belts
Gnaisses
PEGMATITOS
MINERALIZADOS Sn-Ta-Be-E

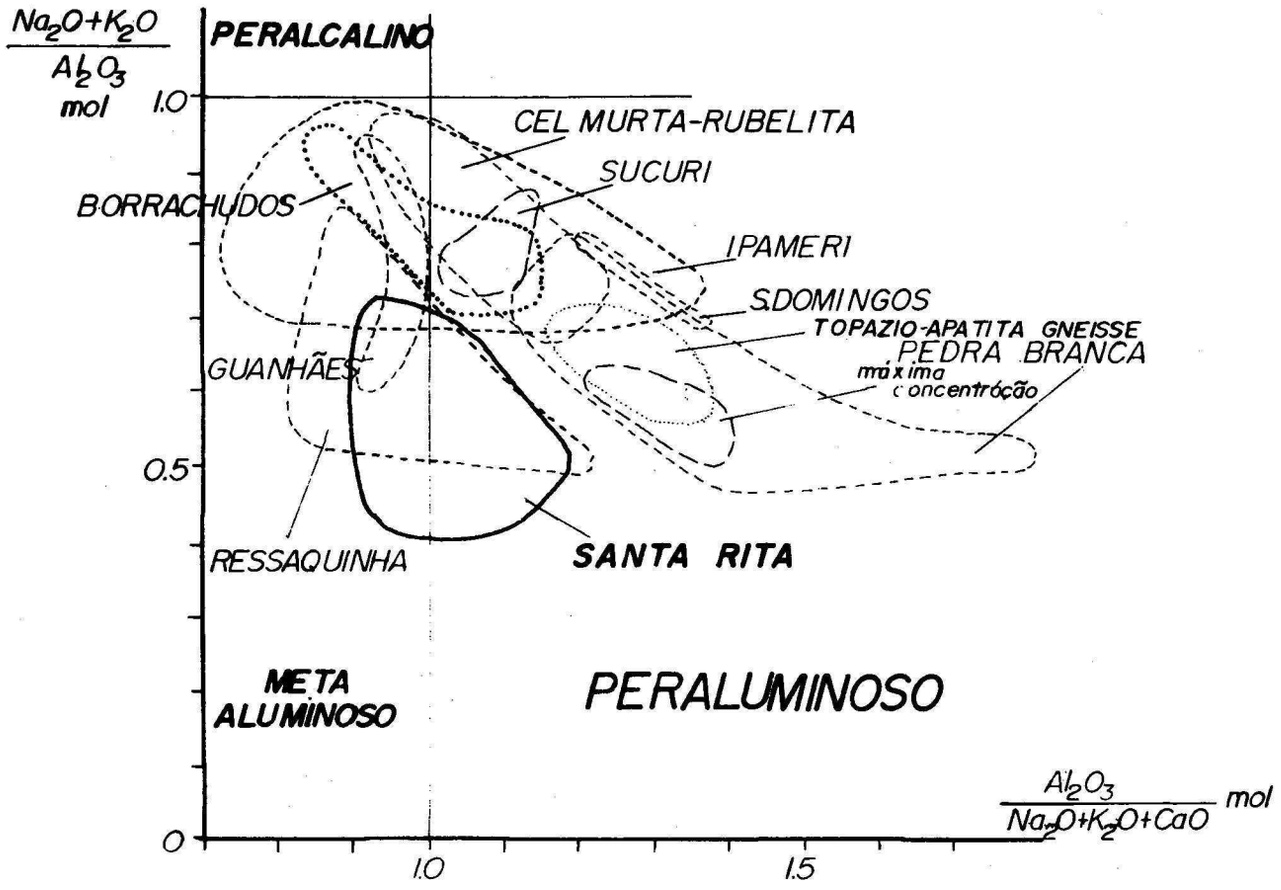


Fig. 2-Diagrama ALC-AL de diversos granitos (Shand, 1927).

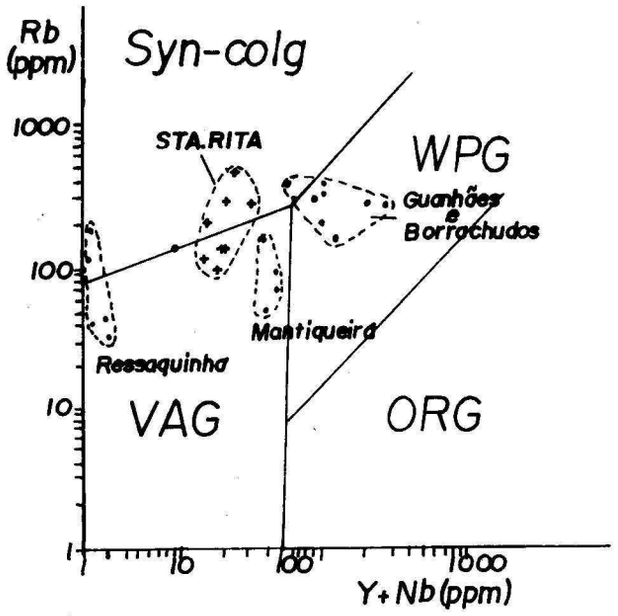


Fig. 3-Discriminante Rb-Y/Nb (Pearce et al, 1984)

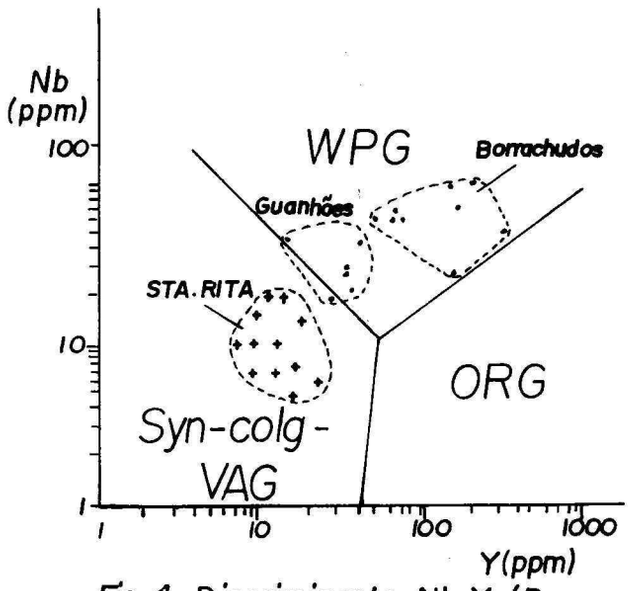


Fig. 4 - Discriminante Nb-Y (Pearce et al., 1984).

SINGLE-ZIRCON DATING BY STEP-WISE Pb-EVAPORATION OF MIDDLE PROTEROZOIC MAGMATISM IN THE ESPINHAÇO RANGE, SOUTHEASTERN SÃO FRANCISCO CRATON (MINAS GERAIS, BRAZIL)

I.A.Dossin[1]
T.M.Dossin[1]
J.Charvet[1]
A.Cocherie[2]
P.Rossi[2]

1. Abstract.

The results of a Pb–Pb isotopic study, using single zircons separated out of a potassic metavolcanic rock of the Espinhaço Supergroup and an A-type granite pluton, yield ages of around 1700 Ma for the crystallization of the volcanic protolith and of 1729 ± 14 Ma for the granite. The data indicate the precise age of the Middle Proterozoic event characterized by the emplacement of granites related to an initial rifting stage, and determine the maximum age of the Espinhaço Supergroup.

2. Introduction.

The southern segment of Araçuaí fold belt, at the southeastern edge of the São Francisco Craton, is formed in great part by metasediments of the Espinhaço Supergroup (Fig.1) The age of this sequence constitutes one of the major problems of the regional geology and has been the subject of continuous controversy.

The apparent absence of suitable lithological types has precluded the use of conventional geochronological methods for dating the rocks of the supergroup. However, acidic and intermediate magmatic rocks have been characterized that were associated with the initial phases of basin formation and Espinhaço deposition. Single zircons obtained from samples of these rocks have been used for isotopic analyses by step-wise direct Pb evaporation.

3. Geological setting.

Three major Proterozoic episodes of deposition are represented in the region: where sequences overlie the Archean gneiss-migmatite basement which includes volcanosedimentary sequences and greenstone belts: (1) the Minas Supergroup, an Early Proterozoic metasedimentary sequence; (2) the Espinhaço Supergroup, a sequence of thick quartzite beds and conglomerates; and (3) the São Francisco Supergroup and Salinas Complex of Late Proterozoic age (Fig.1). These units were all metamorphosed and deformed by the Late Proterozoic Brasiliano orogeny.

Geochronological determinations have been obtained on two groups of rocks:

a) The first age was provided by samples from a lava interbedded with fluviatile quartzite at the base of the Espinhaço Supergroup, about 20 km southwest of the town of Diamantina. The rock shows an unusual chemical composition with high K_2O, FeO, TiO_2 and traces lithophile elements. The major mineralogy, sericite and Fe-oxides, is metamorphic but magmatic textures and structures are preserved in places.

b) The second age was provided by samples from a granite pluton intrusive in the gneiss-migmatite terrane exposed to the northwest of the town of Guanhães. The granite is mildly alkaline with low CaO and Al_2O_3, high K_2O, and high Fe/Fe+Mg and K_2O/Na_2O, and is enriched in incompatible and rare-earth elements. The mineralogy consists of quartz, K-feldspar, minor plagioclase, Fe-rich biotite and amphibole, and fluorite; features characteristic of granites of lower crustal origin under an anorogenic tectonic regime. The pluton shows no sign of deformation older than the Brasiliano.

[1]URA/CNRS 1366,GDR 969,Lab.Geol.Struc.,Université d'Orléans,45067 Orléans, France
[2]Department of Geochemistry, BRGM, BP 6009, Orleans, France

4. Analytical procedures and results.

The single-zircon method by step-wise Pb evaporation yields $^{207}Pb^*/^{206}Pb^*$ age determinations; the technique and method of age calculation are given in detail by KOBER (1987) and COCHERIE *et al.* (1992). Crystals for each rock type were selected from the most representative population defined from a zircon morphology study enabling classification according to the diagram of PUPIN (1980).

The high-K volcanic rocks, characterized by a great constancy of the D type in the typological frequency diagram, yielded only a few euhedral zircon crystals which are small, limpid and pink, and show no inherited core. The preliminary results show a marked Pb-loss at the borders of the grains, but the most stable parts of the crystals yielded similar ages around 1700 Ma. This age is confirmed by a grain showing no Pb-loss and yielding a three step-age around 1700 Ma. This age should nevertheless be confirmed by further measurements.

The granite shows a scatter in the typological frequency diagram from P_2 to D type with a maximum for the P_5 type. The selected grains (P_5) were limpid without visible cores and enabled Pb/Pb ratios to be measured on four steps of temperature. Only a weak loss of lead was observed on the first and sometimes on the second step. The stability of the $^{207}Pb^*/^{206}Pb^*$ determination on the inner parts of the crystals, regardless of the grain or temperature step considered, enabled a mean age of 1729 $\pm$ 14 Ma to be calculated using 314 $^{207}Pb^*/^{206}Pb^*$ ratios (Fig.2). The generally high $^{206}Pb/^{204}Pb$ ratios of between 5.000 and 40.000 required only a small common-Pb correction, and the constancy of the $^{208}Pb/^{206}Pb$ ratio around 0.17–0.18, for all the eight steps considered, reflects a cogenesis of the considered crystals. The calculated mean age can therefore be considered as the age of zircon crystallization and thus the age of emplacement of the corresponding granite.

5. Conclusions.

The present study has provided precise ages for the Middle Proterozoic extensional event. The dating for the potassic metavolcanics (around 1700 Ma) provides an age for the initial magmatic activities related to rifting and a maximum age for the deposition of the Espinhaço Supergroup. The dating of 1730 Ma for the granite emplacement, which was subsequent to the onset of crustal fracturing, shows that the magmatism was coeval with the metarhyolites, which have yielded radiometric ages between 1770–1710 Ma (U/Pb in zircon after BRITO NEVES *et al.* 1979 and MACHADO *et al.* 1989) and which are commonly in tectonic contact with the Espinhaço metasediments. These felsic magmas erupted as domes or minor flows and are probably the volcanic facies equivalent of the granitic intrusions to the east; their ages and chemical features indicate a granitogenesis at the onset of the Middle Proterozoic extensional event, unrelated to the Early Proterozoic Transamazonian Orogeny.

References

BRITO NEVES, B.B.; KAWASHITA, K.; CORDANI, U.G.; DELHAL, J. 1979. A Evolução Geocronológica da Cordilheira do Espinhaço; Dados Novos e Integração, *Rev.Bras de Geoc.*, **9**(1): 71–85.

COCHERIE, A., GUERROT, C.; ROSSI, P. 1992. Single-zircon Dating by Step-wise Pb Evaporation: Comparison with other Geochronological Techniques Applied to the Hercynian Granites of Corsica, France, *Chemical Geology (Isotope Gescience Section)*, **101**: 131–141.

KOBER, B. 1987. Single-zircon Evaporation Combined with Pb+ Emitter Bedding for $^{207}Pb/^{206}Pb$-age Investigations Using Thermal Ion Mass Spectrometry and Implications for Zirconology, *Contrib. Mineral. Petrol.*, **96**: 63–71.

MACHADO, N., SCHRANK, A., ABREU, F.R., KNAUER, L.G.; ABREU, P.A.A. 1989. Resultados Preliminares da Geocronologia U–Pb na Serra do Espinhaço Meridional, *Ann. V Simp. Geol. Minas Gerais e I Simp. Geol. Brasília*, Soc. Bras. geol., Minas Gerais, **10**: 171–174.

PUPIN, J.P. 1980. Zircon and Granite Petrology, *Contrib. Mineral. Petrol.*, **73**:207–220.

SHOBBENHAUS, C.F., CAMPOS, D.A., DERZE, G.R.; ASMUZ,H.E. 1984. *Geologia do Brasil*: Texto Explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da área Oceânica Adjacente Incluindo Depósitos Minerais, escala 1:2500000, MME/DNPM, Brasília, 501pp.

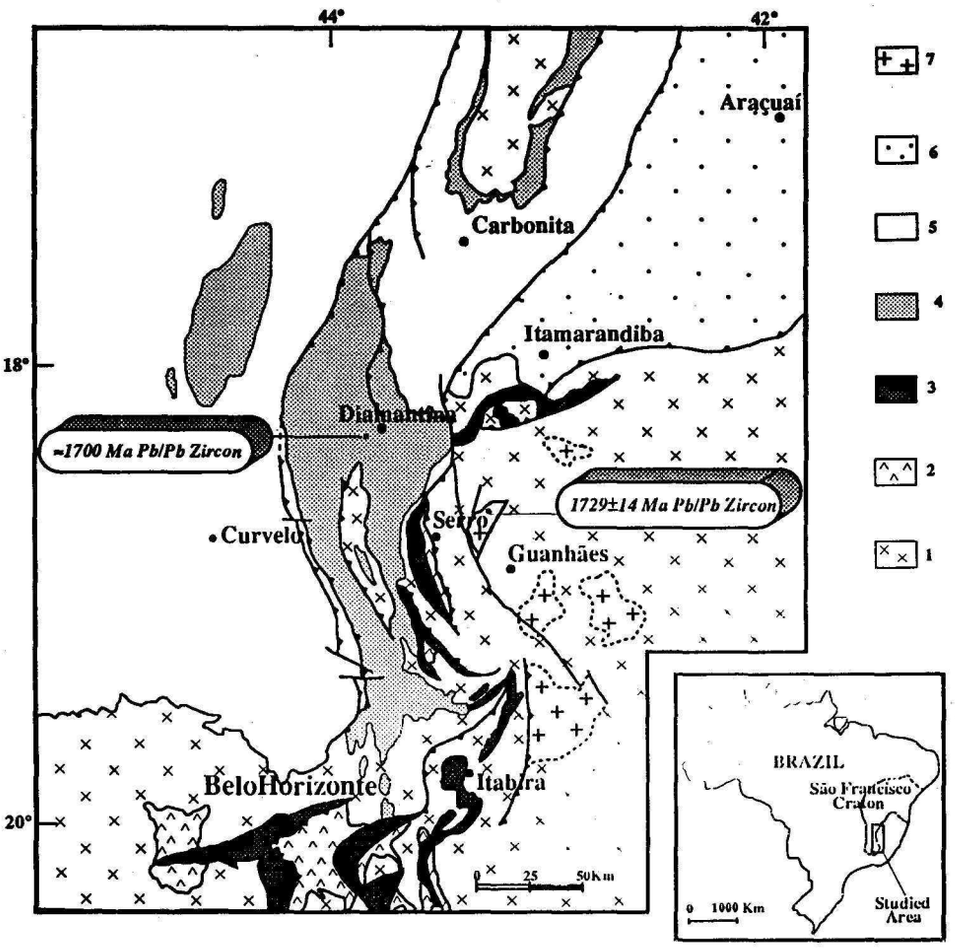


Fig.1: Geological map of southeasrn São Francisco Craton showing the location of the outcrops analysed. (1) Archean basement, (2) volcanosedimentary sequences and greenstone belts, (3) Minas Supergroup and related sequences, (4) Espinhaço Supergroup, (5) São Francisco Supergroup, (6) Salinas Complex and (7) Granites *sensu lato* (modified after Schobbenhaus *et al.* 1984).

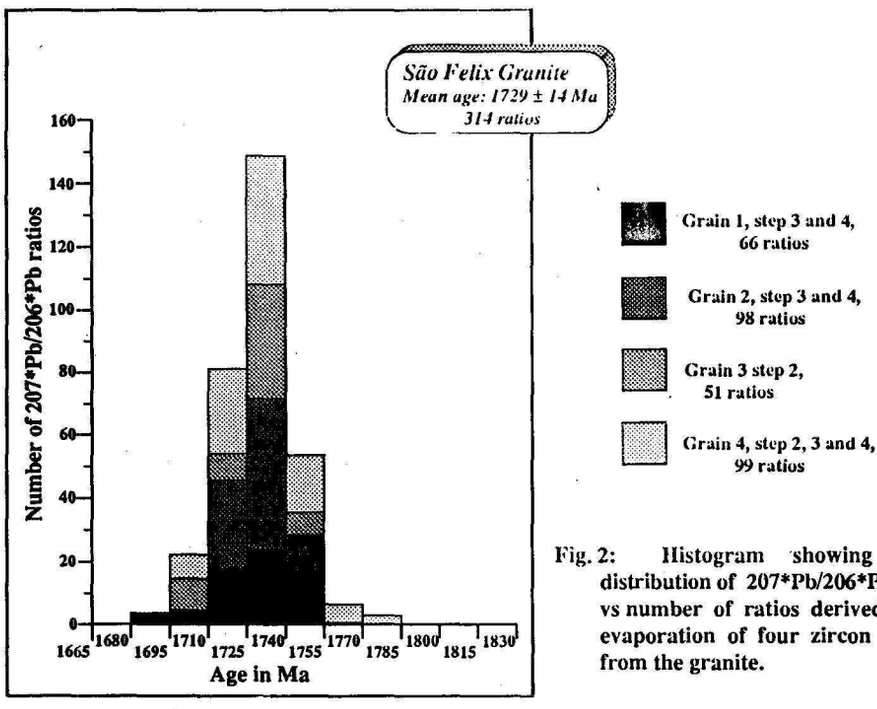


Fig. 2: Histogram showing the distribution of 207*Pb/206*Pb ages vs number of ratios derived from evaporation of four zircon grains from the granite.

OS PROCESSOS DE GERAÇÃO DA CROSTA CONTINENTAL ANTIGA: EXEMPLO DO MACIÇO ARQUEANO DE SETE VOLTAS (BA)

Hervé Martin[1]
Pierre Sabaté[2]
Jean-Jacques Peucat [1]
José-Carlos Cunha[3]

1. Introdução.

O Cráton do São Francisco é constituído de dois blocos crustais separados por uma sutura sublinhada por sequências supracrustais (SABATÉ *et al.*, 1990a e 1990b; Fig. 1). O bloco leste (bloco Jequié) é constituído de terrenos arqueanos com idades entre 2.9 e 2.7 Ga (MASCARENHAS 1973, CORDANI *et al.* 1985, BARBOSA 1986) e que sofreram metamorfismo granulítico transamazônico. Do lado oeste, o bloco do Gavião consiste em granitóides e leptino-anfibolitos, também com idades arqueanas (MARINHO *et al.* 1980, CORDANI *et al.* 1985). As sequências supracrustais do lineamento estrutural (cinturões de Jacobina, ao norte, e de Contendas Mirante, ao sul) têm uma origem sedimentar ou vulcano-sedimentar, são afetadas por um metamorfismo de baixo grau e recortadas por granitóides transamazônicos (2.0 Ga). A estrutura geral desta parte do Cráton do São Francisco pode ser explicada do modo seguinte: o mecanismo de subducção do final do arqueano evoluiu até uma colisão intra-continental que resultou no acavalgamento do bloco Jequié sobre o bloco do Gavião.

2. Geocronologia e geoquímica.

O maciço de Sete-Voltas é um pequeno fragmento do embasamento arqueano que subiu ao longo do acavalgamento transamazônico no cinturão de Contendas-Mirante. Ele é constituído de quatro grupos litológicos diferentes (MARTIN *et al.* 1991):

Gnaisses cinzas antigos (TTG 1): São ortognaisses que afloram como grandes enclaves dentro das outras rochas plutônicas. Eles têm uma composição trondhjemítica, tonalítica e granodiorítica (TTG), e seguem uma linha de diferençiacão do tipo trondhjemítico (Fig. 2). Uma isócrona Rb–Sr fornece a idade de 3.42 ± 0.09 Ga (Fig. 3A), quando se considera os erros analíticos, este idade é semelhante à de 3.394 ± 0.005 Ga (monozircão) e de 3.378 ± 0.012 Ga (SHRIMP) (MARTIN *et al.* 1991). Também, são parecidas as idades obtidas para os maciços de Boa Vista e de Mata Verde (MARINHO 1991, NUTMAN & CORDANI 1993). As idades-modelos Sm-Nd variam entre 3.60 e 3.75 Ga, indicando a provável implicação de uma fonte crustal mais antiga na geração dos TTG 1. Até hoje, estas rochas são as mais antigas reconhecidas no Brasil.

Gnaisses cinzas jovens (TTG 2): São rochas ortognáissicas homôgeneas, intrusivas nos TTG 1, também de composição TTG, mas localizadas entre a linha trondhjemítica e a linha cálcio-alcalina clássica no diagrama K-Na-Ca (Fig. 2). A idade isócrona Rb-Sr é 3.14 ± 0.09 Ga e um monozircão apresentou uma idade de 3.158 ± 0.002 Ga, compatível com as relações de campo (MARTIN *et al.* 1991; Fig 3B).

Granodioritos porfiríticos (TTG 3): Estas rochas estão transformadas em ortognaisses perto das margens do maciço. A composição química é exatamente a mesma que a dos TTG 2, mas as relações de campo entre TTG 2 e TTG 3 não são perceptíveis. As idades (Fig. 3C) são de 3.17 ± 0.16 Ga (isócrona Rb–Sr) e 3.246 ± 0.005 Ga (monozircão) (MARTIN *et al.* 1991). Como os TTG 1, os TTG 2 e 3 mostram idades-modelos Sm-Nd entre 3.55 e 3.75 Ga.

Granitos cinzas: Eles sempre aparecem como diques de granito cinza fino e homogêneo que cortam todos os TTG. A idade de 2.64 Ga (isócrona de referência Rb-Sr; Fig. 3D) confere a estas rochas a idade mais jovem do maciço de Sete-Voltas.

[1]Géosciences Rennes, Université de Rennes I, 35042 Rennes Cedex, France.
[2]ORSTOM, CP 4021, Barra, 40160 Salvador (Ba), Brasil
[3]CBPM Salvador, Centro Administrativo da Bahia, 40000 Salvador (Ba), Brasil

3. Discussão.

Idades antigas já foram determinadas nesta região. Os dados de CORDANI *et al.* (1985), recalculados com o mesmo programa que utilizamos, dão uma *errorchrone* de 3.5 ± 0.3 Ga para o maciço de Boa Vista e de 3.1 ± 0.6 Ga para Sete-Voltas. Recentemente, MARINHO (1991) obteve uma idade Pb–Pb de 3.38 ± 0.08 para Boa Vista-Mata Verde, e NUTMAN & CORDANI (1993) encontraram idades concordantes U–Pb de 3.403 ± 0.005 (Sete Voltas) e 3.353 ± 0.005 (Boa Vista). A idade de 3.42 ± 0.09 Ga, confirmada pelos dados U–Pb e Pb–Pb, faz dos TTG 1 do maciço de Sete-Voltas as rochas mais antigas do Brasil e, provavelmente, do continente sul-americano. As idades-modelo Sm–Nd variam entre 3.55 e 3.75 Ga com uma maioria perto de 3.75 Ga, os valores de εNd dos TTG 1 (−0.7 até −2.9) indicam o envolvimento de uma crosta ainda mais antiga na geração dos TTG de Sete Voltas. Até hoje, esta crosta continental antiga não foi reconhecida no campo, mas, com os dados isotópicos, podemos sugerir que ela foi gerada entre 3.7 e 3.8 Ga.

Até agora, o maciço de Sete Voltas foi considerado como uma única intrusão litologicamente homogênea. O trabalho de campo e os dados geocronológicos mostraram, pelo menos, quatro tipos litológicos distintos que foram colocados durante tres episódios magmáticos de acreção crustal, separados por importantes eventos de estruturação e de metamorfismo: a) 3.4 Ga - colocação dos TTG 1; b) 3.17–3.15 Ga — intrusão dos TTG 2 e TTG 3; c) $\simeq$ 2.6 Ga-colocação dos diques de granito cinza. Em resumo, o maciço de Sete Voltas é um segmento de crosta continental que não resulta de uma acreção contínua e regular mas que foi gerado durante episódios acrecionais separados por grandes períodos de inatividade. A possibilidade da existência de uma crosta continental tão antiga como 3.8–3.7 Ga, não modifica o modelo geral, sendo necessário, apenas, acrescentar mais um episódio de acreção crustal.

As razões iniciais $^{87}Rb/^{86}$Sr (I_{Sr}) dos TTG são baixas (TTG 1 = 0.6997 ± 0.0004; TTG 2 = 0.7017 ± 0.0008; TTG 3 = 0.7014 ± 0.0011; MARTIN *et al.* 1991), muito perto dos teores do manto desta época, indicando uma origem mantélica com mecanismos de extração em vários (1–3) episódios. Por outro lado, todos os Nd são negativos, indicando a participação de um componente crustal mais antigo; mesmo se esta participação foi um processo menor, quase insignificante, ele existe e nos dá, pelo menos, duas informações de primeira ordem: a) uma crosta continental existiu a 3.8–3.7 Ga, antes dos TTG 1; b) todos os TTG de Sete Voltas foram gerados e colocados dentro, ou na proximidade imediata, de um continente.

Os εNd dos TTG 1 variam entre −0.7 e −2.9 enquanto que os dos TTG 2 e TTG 3 são < -3 (−3.2 até −5.2); os I_{Sr} dos TTG 2 (0.7017) e TTG 3 (0.7014) são igualmente mais altos que os dos TTG 1 (0.6997). Estas características isotópicas indicam uma participação crescente da crosta continental anterior durante a geração do magmatismo de Sete Voltas: a crosta continental é envolvida em proporção o seu volume.

Referências

BARBOSA, J.S.F., 1986. Constitution lithologique et métamorphique de la région granulitique du sud de Bahia - Brésil. Thèse Doct., Univ. Paris VI, France, nº86–34.

CORDANI, U.G., SATO, K.; MARINHO, M.M., 1985. The geologic evolution of the ancient granite- greenstone terrane of central- southern Bahia, Brazil. Precambrian Res., 27: 187–213.

MARINHO, M.M., 1991. La séquence volcano-sédimentaire de Contendas- Mirante et la bordure occidentale du bloc de Jequié (Craton du São Francisco, Brésil): un exemple de transition Archéen- Protérozoïque. Thèse Doct. Univ. Clermont- Ferrand, France.

MARINHO, M.M., LOPES, G.A. de C., SOARES., J.V., CRUZ, M.J.M.; SILVA, E.F.A., 1980. Projeto Anagé- Caldeirão. Relatório final, C.B.P.M., Salvador, v.1.

MARTIN, H., SABATÉ, P., PEUCAT, J.J.; CUNHA, J.C., 1991 — Un segment de crote continentale d'âge Archéen (3,4 milliards d'années): le massif de Sete Voltas (Bahia, Brésil). C.R. Acad. Sci. Paris, t.313, Série II, p. 531–538.

MASCARENHAS, J. de F., 1973. A geologia do centro-leste da Bahia. An. 27ºCongr. Bras. Geol., Aracaju, Soc. Bras. Geol., 2: 35–66.

NUTMAN, A.P. & CORDANI, U.G., 1993. SHRIMP U–Pb zircon geochronology of Early Archaean gneiss, São Francisco craton, Brazil. Precambrian Res. (in press).

SABATÉ, P., MARINHO, M.M., VIDAL, PH.; CAEN- VACHETTE, M., 1990-a. The 2-Ga peraluminous magmatism of the Jacobina-Contendas Mirante belts (Bahia-Brazil) : Geologic and isotopic constraints on the sources. Chemical Geology, 83 : 325–338.

SABATÉ, P., CUNEY, M.; VIDAL, Ph., 1990-b. Expressão estrutural e plutônica de uma colisão transamazônica NS no craton do São Francisco (Bahia, Brasil). XXXVI Congr. Bras. Geol., Natal, Brasil, Bol.Resumos, vol.V, p. 323.

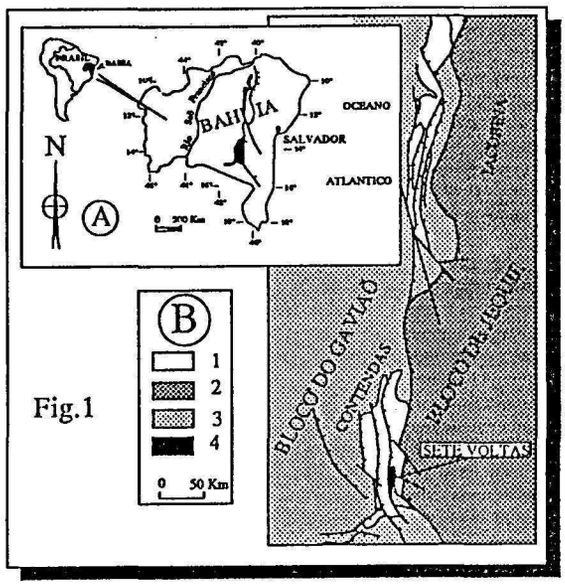


Figura 1. A: Mapa de localização geral do cráton do São Francisco; B: Mapa da região de Sete Voltas: (1) Cinturões de Jacobina e de Contendas-Mirante; (2) Bloco granulítico de Jequié; (3) Gnaisses do bloco do Gavião; (4) Maciço de Sete Voltas.

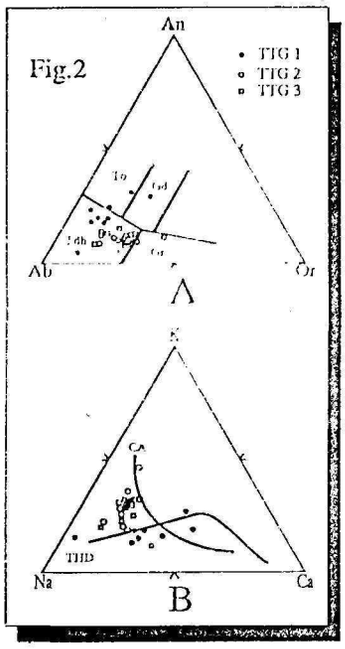


Figura 2. Triângulo normativo An–Ab–Or (A) e K–Na–Ca (B) pelos gnaisses do maciço de Sete Voltas.

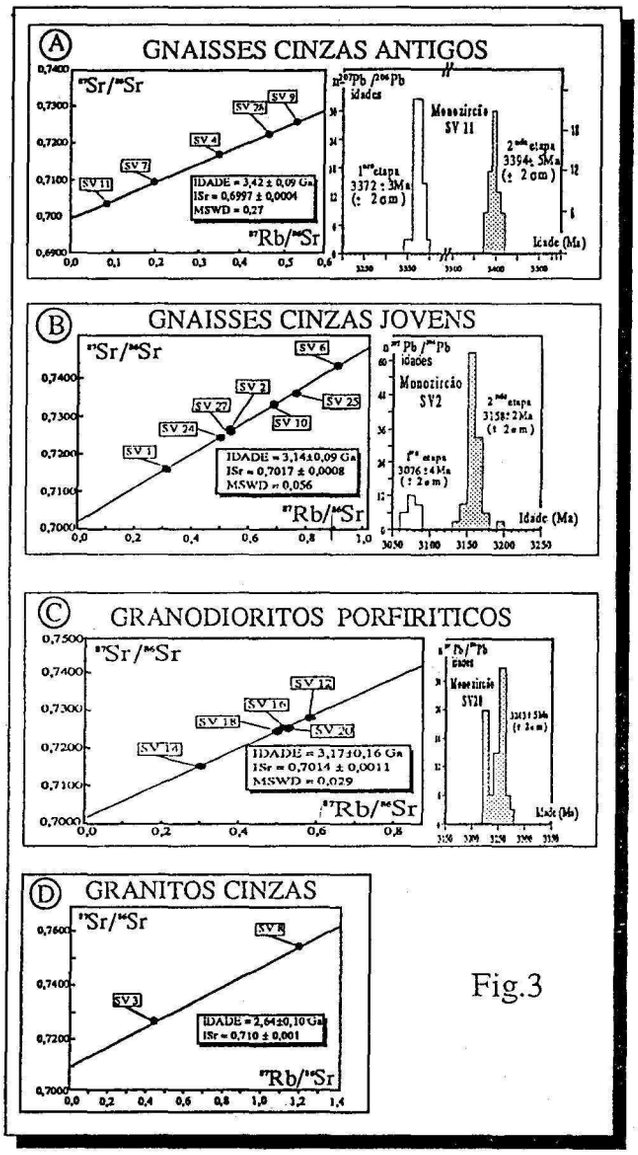


Fig.3

Figura 3. Diagramas isócronas Rb–Sr e $^{207}Pb/^{206}Pb$ para os gnaisses cinzas antigos (A); gnaisses cinzas jovens (B); granodioritos porfiríticos (C) e granitos cinzas (D).

SIENITO DE SANTANÁPOLIS — DADOS GEOCRONOLÓGICOS: UMA IDADE MÁXIMA PARA O METAMORFISMO DA FÁCIES ANFIBOLITO NA REGIÃO ENTRE FEIRA DE SANTANA E LAMARÃO — BAHIA (NE DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO)

Rommulo Vieira Conceição[1]
Jean Michael Lafon[2]
Herbet Conceição[3]

1. Introdução.

Os eventos magmáticos sieníticos no Estado da Bahia estão caracterizados por limites cronológicos datados principalmente do Brasiliano e Transamazônico.

As expressões sieníticas correlacionadas ao Proterozóico inferior do Cinturão Móvel Salvador-Curaçá (CMSC) apresentam formas alongadas, seguindo um *trend* preferencialmente NS. Elas são representadas pelos maciços de Itiúba, São Félix e por uma complexa rede filoniana Ipirá-Gavião, (CONCEIÇÃO 1992).

Neste trabalho serão apresentados e discutidos os aspectos gerais e os primeiros dados geocronológicos do Maciço Sienítico de Santanápolis, localizado no CMSC entre os plutões de Itiúba e São Félix, bem como seu significado regional.

2. Geologia Regional.

O maciço de Santanápolis, inicialmente cartografado por SILVA FILHO *et al.* (1979), localiza-se a extremo leste do CMSC. É um corpo alongado NS que se extende por 38 km entre as cidades de Feira de Santana e Lamarão, cobrindo uma área de aproximadamente 180 km^2.

Esta intrusão é a interface que separa o domínio granulítico, a oeste, do migmatítico, a leste nesta parte do CMSC.

CONCEIÇÃO *et al* (1992a), caracteriza as rochas do domínio granulítico em dois conjuntos devido às características litológicas: um supracrustal, constituído por gnáisses quartzo-feldspáticos grosseiros com ou sem granada e níveis calciossilicáticos intercalados de formas múltiplas; e um infra-crustal, constituído por rochas com composições noríticas, gabróicas e granodioríticas. Um enxame de diques máficos, orientados NS, anfibolitizados, corta indiscriminantemente os terrenos granulíticos.

As paragêneses metamórficas (opx-cpx-pl-gr; cpx-pl-gr e opx-anfibólio-pl-gr), caracterizam a fácies granulítica. A superimposição da fácies anfibolítica é registrada pela paragênese (cpx-anfibólio-biot; cpx-anfibólio-biot e anfibólio-biot) verificada em toda a área.

Os migmatitos, localizados a leste do maciço, reconhecidos inicialmente por SILVA FILHO (*op cit*) englobam metatexitos e diatexitos com paleossoma quase exclusivamente anfibolítico.

3. Aspectos Petrográficos e Geoquímicos.

O maciço sienítico de Santanápolis é constituído por rochas essencialmente leucocráticas de composições sieníticas e alcali-feldspato-sieníticas com ou sem quartzo, a clinopiroxênio, anfibólio verde e biotita.

É caracterizado por apresentar dois fácies definidos pela textura granulométrica onde: o fácies fino, ao norte, é representado por um sienito *subsolvus* à diopsídio, cuja geometria é controlada pelo jogo de falhas tardias NS e EW. O fácies porfirítico, ao sul, compreende um sienito *hipersolvus* à hornblenda.

[1]Pós Graduação em Geologia – UFBa
[2]Laboratório de Geologia Isotópica – Centro de Geociências – UFPa
[3]PPPG – UFBa.

A composição mineralógica deste plutão, assim como as texturas presentes, conferem às suas rochas uma ordem de cristalização primária dada por: (apatita, zircão, diopsídio, minerais opacos) — [plagioclásio(oligoclásio), ortoclásio] — (feldspato pertítico, hornblenda, quartzo), em regime variando de *transsolvus* a *hipersolvus*. Uma paragênese tardi-magmática se caracteriza por: (hornblenda, quartzo, minerais opacos) — (biotita, esfêno), onde verifica-se o coroamento do diopsídio pelo anfibólio verde indicando uma cristalização a altura das condições anfibolíticas. (CONCEIÇÃO *et al.* 1992 a e b).

Os dados geoquímicos das rochas deste plutão suportam a hipótese de cogeneticidade entre as fácies norte e sul. Eles permitem caracterizar estas rochas como de alcalinidade média, metaluminosas, potássicas, enriquecidas em Ba, Sr e TR. Estas características, mais os dados estruturais disponíveis, apontam para um plutonismo continental pós a tardi-colisional. As anomalias em Nb, Ti e Nb/Y, sugerem contribuição de material subuctado (CONCEIÇÃO *et al.* 1992c).

4. Geocronologia.

Os dados isotópicos de Rb/Sr (Tab. 1) em oito amostras (06 do sienito fino e 02 dos porfiríticos), foram obtidos no Laboratório de Geologia Isotópica do Centro de Geociências da Universidade do Pará (UFPa) por um dos autores (J.M.L.).

As amostras estudadas na parte norte (sienitos finos, *subsolvus*, a clinopiroxênio), correspondem a níveis cumuláticos de uma sequência ritmítica, métrica, onde a base é representada por mela-sienitos a clinopiroxênio e biotita que evoluem a sienitos leucocráticos a clinopiroxênio. Esta evolução se marca pela diminuição da ocorrência dos níveis mela-sieníticos centimétricos a clinopiroxênio e hornblenda em direção ao topo. Aquelas da parte sul são sienitos porfiríticos a anfibólio.

A isócrona obtida (Fig.1) permite avaliar a idade do sienito de Santanápolis em 2084 ± 138 Ma., com uma razão inicial ($^{87}Sr/^{86}Sr$) de 0,70385 ± 0,00041, assinalando a compatibilidade mantélica. A variação da razão Rb/Sr, e conseqüentemente da razão $^{87}Sr/^{86}Sr$, traduz-se por um erro relativamente elevado (138 Ma.) sobre a idade calculada, contudo, correlacionável ao Transamazônico. A tabela 1 mostra a elevação dos valores de Sr de 1.248 a 2.963 ppm nos sienitos, que traduzem o maior percentual do feldspato cumulático. Tal afirmação pode ser ratificada verificando-se que para as amostras 361–A, 361–C, 361–D e 361–E, provinientes de um mesmo afloramento, referentes a um pacote cumulático, tem-se a elevação da razão $^{87}Sr/^{86}Sr$ com a evolução para níveis mais leucocráticos.

As amostras 458 e 92.2–I referem-se aos sienitos porfiríticos. Tal fácies possui uma matriz feldspática poligonizada, por vezes orientada, com quartzo do tipo *flaser*, indicando processos de recristalização. Contudo, o *plot* dos pontos na reta, indicam que o processo tardio não desequilibrou o sistema isotópico Rb/Sr.

5. Discussão.

Os valores encontrados para a idade do magmatismo sienítico de Santanápolis em 2084 ± 138 Ma, permite-nos tecer idéias sobre o metamorfismo regional da fácies anfibolítico na região NE do Cráton do São Francisco, visto que suas características petrográficas, como a paragênese tardi-magmática, advogam uma cristalização a altura da fácies anfibolio ou, fatalmente, entre as fácies metamórficas granulítica e anfibolítica. Quando comparamos os dados isotópicos obtidos de Rb/Sr em Santanápolis àqueles do maciço de Itiúba (2,137 ± 0,0069 Ga, $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ = 0,70290± 0,00017, MSWD = 3; CONCEIÇÃO 1990) observam-se idades muito próximas, mesmo levando-se em consideração os erros, sugerindo que o magmatismo sienítico no CMSC não é só correlacionável como também contemporâneo.

Agradecimentos. Esta pesquisa vem sendo desenvolvida com o apoio do CNPQ, e no contexto do Projeto Cráton do São Francisco (PADCT).

Referências

CONCEIÇÃO, H. 1990. Tese de Doutorado, Université Paris XI, Orsay, 394p.

CONCEIÇÃO, H. 1992. Geochim. Brasil., 6, p.37–54.

CONCEIÇÃO, H.; CONCEIÇÃO, R.V.; CONCEIÇÃO, M.A.G.; CORREA GOMES, C.; PLÁ CID, J. 1992a. In. Simpósio Reg. Geol. Bahia-Sergipe, 1992, Anais...SBG-NBa, v.1, p.22–25.

CONCEIÇÃO, H.; CONCEIÇÃO, R.V.; CONCEIÇÃO, M.A.G.; CORREA GOMES, C.; PLÁ CID, J. 1992b. Anais 44ª Reunião Anual SBPC, S.P., p.690.

CONCEIÇÃO, H., CONCEIÇÃO, R.V., PLÁ CID, J. 1992c. Resumos Expandidos, bol., 37 Cong. Bras. Geol., SBG, v.1, p.335–336.

SILVA FILHO, M.A. 1979. Projeto Baixo Rio São Francisco e Vaza Barris, Relatório Final, DNPM/CPRM, vol.1, 283p.

Tabela 1. Dados isotópicos das amostras do maciço sienítico de Santanápolis

Amostras	Rb	Sr	Rb/Sr	87Rb/86Sr	sX	87Sr/86Sr	sY	dX/sX	dY/sY	Rocha
480	100,91	2216,80	0,05	0,132	0,002	0,707975	0,000062	1,3	−1,5	sienito fino
482	136,50	2163,10	0,06	0,183	0,003	0,709137	0,000046	−2,0	1,1	sienito fino
458	89,27	1248,30	0,07	0,207	0,003	0,710129	0,000084	0,3	−0,3	sienito porfirítico
361 − *A*	143,47	1911,00	0,08	0,217	0,003	0,710327	0,000062	−0,4	0,2	biot.-diop.-sienito
361 − *C*	190,43	2397,10	0,08	0,230	0,004	0,710366	0,000057	−2,7	1,3	sienito mesocrático
92/2 − *I*	112,54	1346,70	0,08	0,242	0,004	0,711047	0,000063	−0,5	0,3	sienito porfirítico
361 − *E*	198,26	2346,80	0,08	0,245	0,004	0,711549	0,000104	1,7	−1,4	sienito leucocrático
361 − *D*	260,85	2963,40	0,09	0,255	0,005	0,711841	0,000035	2,2	−0,5	sienito mesocrático

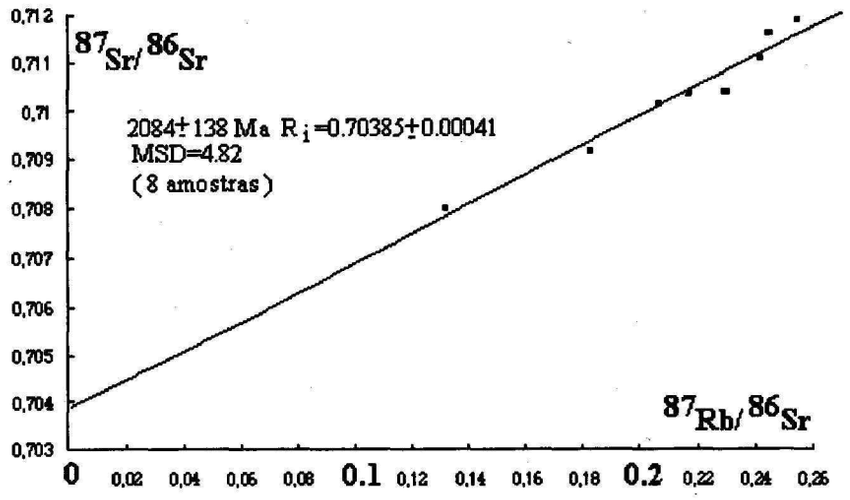


Figura 1. Diagrama isocrônico Rb/Sr para as análises das amostras do maciço sienítico de Santanápolis

SIENITOS DO ESTADO DA BAHIA: UM EPÍTOME E INTERPRETAÇÃO À LUZ DO CONHECIMENTO ATUAL

Herbet Conceição[1]

1. Introdução.

As rochas sieníticas que trataremos neste texto, referem-se unicamente a sienitos no sentido petrográfico de Streckeisen (LE MAITRE, 1989), ou seja alcali-feldspato-sienitos, e sienitos com ou sem quartzo, excluindo desta abordagem as rochas sieníticas com feldspatóides.

O inventário sobre as rochas alcalinas no estado da Bahia (CONCEIÇÃO 1990) apontou a existência de um número considerável de rochas sieníticas como formadoras de plutões, filões ou como fácies cumulativos em maciços graníticos. Todas apresentam uma ampla distribuição nos terrenos pré-cambrianos do Estado, mostrando um mesmo intervalo de idade, limitado e condicionado entre 1.8 a 2.1 Ga.

2. Ocorrências.

A grande parte dos plutões sieníticos tem suas intrusões estruturadas nos terrenos dos cinturões móveis transamazônicos (Salvador-Curaçá [CMSC], Costeiro Atlântico [CMCA] e Urandi-Guanambi [CMUG]) que separam os núcleos antigos (Precambriano inferior/Arqueano) de Serrinha, Remanso e Guanambi respectivamente (MASCARENHAS, 1979). Todo este conjunto estabilizou-se no Brasiliano passando a constituir o Cráton de São Francisco (ALMEIDA 1977).

2.1. Sienitos do CMSC e CMCA.

As rochas sieníticas presentes no CMSC podem ser agrupadas em dois conjuntos distintos: os edifícios plutônicos de Itiúba (1800 km^2, com idade de 2.1 Ga R_i= 0.7029 (CONCEIÇÃO 1990), ao norte, Santanápolis (180 km^2, 2.08 Ga Ri=0.70385 (CONCEIÇÃO *et al.* 1993), a sudeste e São Félix (32 km^2, ao sul); e a rede filoniana potássica Ipirá-Gavião (distribuida por uma região de 10.000 km2, situa-se na parte central do cinturão). Os maciços sieníticos constituem corpos alongados NS que acompanham a geometria do CMSC.

No CMCA as rochas sieníticas são representadas pelo maciço de Anuri (70 km2) e os que lhes são satélites a sudoeste (OLIVEIRA & CONCEIÇÃO 1993). Estes corpos situam-se nas vizinhanças da cidade de Camacã (sul da Bahia) e, de forma similar aos descritos no CMSC, têm orientação NS.

As semelhanças observadas entre os corpos sieníticos do CMSC e CMCA, nos permitem propor a existência de um grande alinhamento destes plutões perfazendo uma extenção superior a 1000 km (Curaçá-Camacã). Todos estes maciços mostram arquiteturas internas indicando que a colocação magmática processou-se sob regime transtensivo. Ressaltam-se, entretanto, as presentes no plutão de São Félix onde a componente transcorrente é dominante, imprimindo nestas rochas uma estrutura gnáissica, localmente milonítica (ROSA *et al.*, 1993).

2.2. Sienitos do CMUG.

Os sienitos do CMUG são representados pelos maciços de Cara Suja (a norte, com 220 km2 e idade de 2.1 Ga, R_i= 0.702; MASCARENHAS & GARCIA, 1987) e do Estreito (250 km2, a sul na divisa com Minas Gerais) são suas maiores expressões; cinco pequenos corpos a norte de Urandi (<40 km^2); as ocorrências de Correntina, com idade 2.1 Ga (Mascarenhas & Garcia *op cit.*) e as de Coribe, situadas a oeste.

O plutão de Cara Suja constitue uma intrusão grosseiramente circular truncando os linheamentos estruturais, deformando as rochas do Complexo Riacho de Santana (Proterozóico inferior) e imprimindo nestas metamorfismo de contato. O maciço do Estreito e os plutões a norte de Urandi estruturam-se segundo orientação NS. Estes corpos assim como as ocorrências de Correntina e Coribe são encaixadas nos terrenos atribuídos ao Arqueano-Proterozóico inferior.

[1] Curso de Pós-Graduação em Geologia/PPPG-UFBa

3. Mineralogia/Termobarometria.

Os minerais constituintes das rochas sieníticas são: feldspato alcalino pertítico, clinopiroxênio, anfibólio verde e mica marron. Os varietais e acessórios são representados por: plagioclásio, opacos, esfêno, apatita, zircão e alanita. Nos plutões de Cara Suja e outros do oeste do Estado têm granada-melanítica como acessório.

Os dados químicos dos minerais indicam que as condições de cristalizações destes magmas processaram-se entre 850°-950°C, sob regime essencialmente anídrico e oxidante, a altura do tampão NiNiO. Tais condições possibilitam explicar a nível dos diferentes plutões: a presença dos elevados conteúdos de Ba e Sr nos feldspatos alcalinos (*hipersolvous*); bordas mais magnesianas que o centro e a pobreza em titânio nas salitas, edenitas-hastingsitas e flogopitas. Os conteúdos relativamente baixos de alumínio nos máficos precoces indicam que as pressões reinantes durante a cristalização destes magmas foram da ordem de 5–6 kbar, compatíveis com as encontradas nos metamorfitos encaixantes.

4. Geoquímica.

Os dados químicos disponíveis das rochas sieníticas evidenciam um caráter mediamente alcalino, potássico e metaluminoso. Segundo a tipologia química de de LA ROCHE *et al.* (1980), elas distribuem-se essencialmente no campo dos sienodioritos, monzonitos, quartzo-monzonitos com termos sieníticos subordinados.

A diferença entre a terminologia petrográfica e a da tipologia química nas rochas sieníticas estudadas, refletem os valores de Ca e Mg, traduzindo os percentuais modais da salita, edenita-hastingsita e apatita, elevando os valores de R_1.

As rochas básicas nestes plutões limitam-se sempre a termos cumuláticos a clinopiroxênio-salítico e fluor-apatita. Excepcionalmente no plutão de Itiúba encontram-se acamadamentos rítmicos onde a base dos leitos salíticos é constituida por níveis de fluor-apatita. Nódulos de fluor-apatita, de cor amarelo-limão, são encontrados nas regiões medianas da intrusão.

As rochas sieníticas nos diferentes plutões e ocorrências caracterizam-se pelos valores relativamente elevados em Mg, Ti, Ba, Sr e TR, quando comparadas a outros sienitos com iguais índices de diferenciação (p.ex. $\%SiO_2$, ID, etc). Exceto as dos filões de Ipirá-Gavião que são fortemente potássicas ($29 > K_2O/Na_2O > 1.4$) e pobres em Mg, Ti e TR.

5. Discussão.

As rochas sieníticas transamazônicas estudadas foram intrusivas, após o evento metamórfico granulítico em todas as regiões do Estado, haja visto não apresentarem paragêneses compatíveis com estas condições.

Os dados estruturais e químicos dos diferentes maciços, indicam que suas intrusões processaram-se em condições tectônicas ativas sob regime tanstensivo em período tardi a pós-colisional. Elas não apresentam as características clássicas das rochas alcalinas de áreas continentais ou oceânicas, embora seu caráter potássico assegure a identidade continental a este plutonismo.

Os dados químicos dos diferentes plutões apontam afinidades intermediárias entre a subsérie alcalina metaluminosa e as séries monzonítica/shonshonítica. As assinaturas geoquímicas como: $0.8 <$ índice de agpaicidade < 1.0; $300 < Zr < 900$; $20 < Y < 70$; $11 < Nb < 32$; $1600 < Ba < 8000$; $700 < Sr < 2000$, (valores em ppm) e $20 < [Ce/Yb]N < 90$ traduzem afinidades com as séries potássicas. As razões Zr/Nb e TiO_2/Zr se adicionam as evidências estruturais a favor de um plutonismo associado a ambiente colisional.

À luz dos dados disponíveis, o plutonismo sienítico nos cinturões móveis transamazônicos, na Bahia, podem representar o magmatismo final da orogênese que *cicatrizou* os núcleos cratônicos de Serrinha, Remanso e Guanambi aos cinturões.

O volume importante de material sienítico alojado nos cinturões móveis transamazônicos, alinhados por grandes extensões indicam uma feição tectônica maior controlando este plutonismo. Ele pode corresponder a uma geosutura antiga (proterozóica inferior-arquena), mas extensa ainda de que a sugerida por CONCEIÇÃO *et al.* (1989).

Agradecimentos. Esta pesquisa vem sendo desenvolvida com o auxílio do CNPQ (Proces. 300200/91-9) e no contexto do Projeto Cráton do São Francisco (PADCT).

Referências

ALMEIDA, F.F. de. 1977. Rev.Bras. Geoc., 7(4), p.349–364.

CONCEIÇÃO, H. 1990. Tese de Doutorado, Université Paris Sud, Centre dÓrsay, França, 395p.

CONCEIÇÃO, H.; SABATÉ, P.; ALONSO, M.D.; BONIN, B. 1989. C. R. Acad. Sci., Paris, t.308, sér.II, p.403–408.

CONCEIÇÃO, R.V.; LAFON, J.M. & CONCEIÇÃO, H. 1993. 2ºSimpósio do Cráton de São Francisco, Anais (submetido).

LA ROCHE, H.; LETERRIER, J.; GRAN CLAUDE, P.; MARCAL, M. 1980. Chem. Geol., 29, p.183–210.

LE MAITRE, R.W. 1989. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 193p.

MASCARENHAS, J. de F. 1979. In Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia, Textos Básicos, 2, p.57–165.

MASCARENHAS, J. de F. & GARCIA, T.W. 1987. Mapa geocronológico do Estado da Bahia, Texto Explicativo, sgm–sme. 189p.

OLIVEIRA, O.M.C. de & CONCEIÇÃO, H. 1993. 45ªReunião Aunal da SBPC (aceito para publicação).

ROSA, M.L.S.; CONCEIÇÃO, H.; CORREIA GOMES, L.C. 1993. 45ªReunião Anual da SBPC (aceito para publicação).

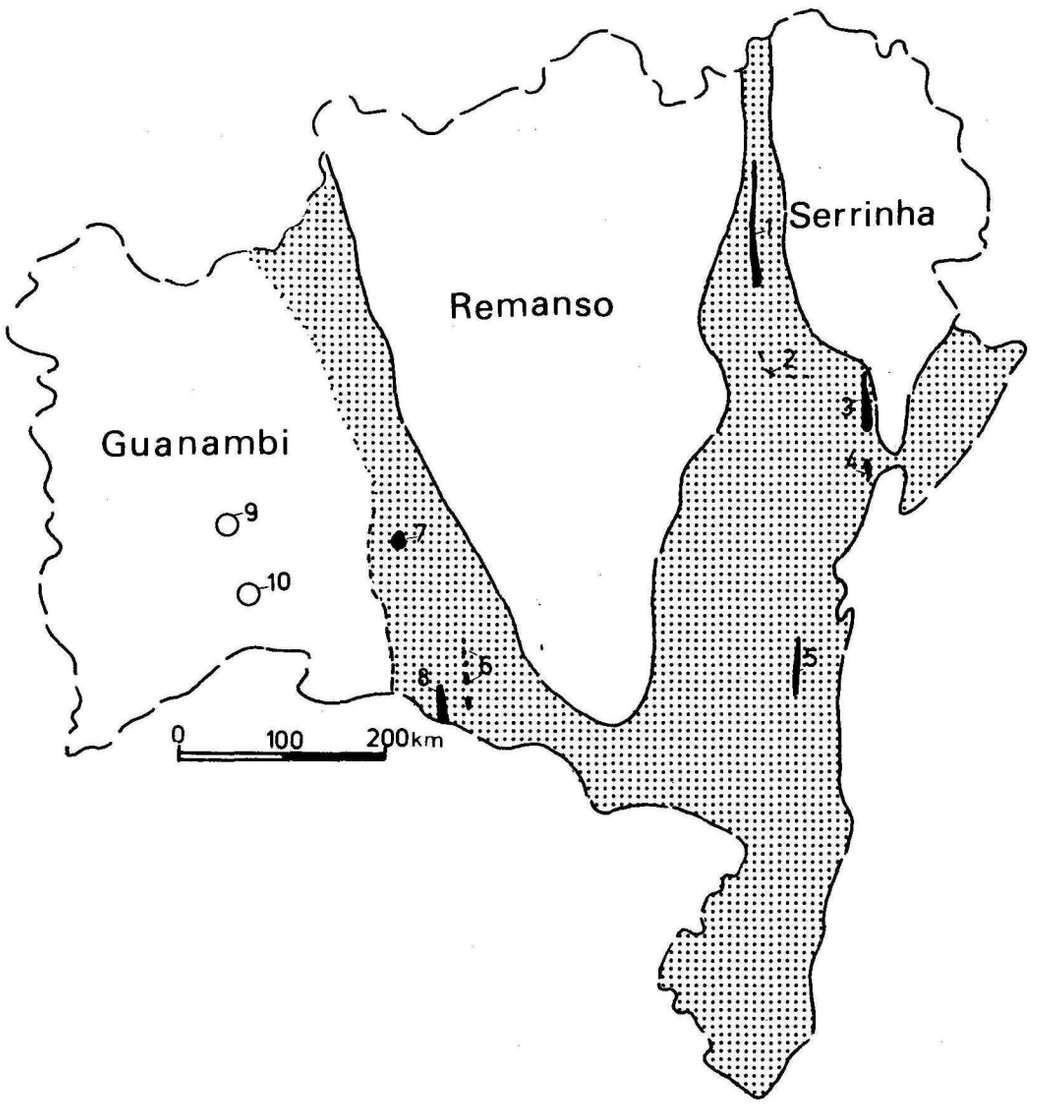


Figura 1. Esboco geotectônico dos Núcleos Cratônicos (Serrinha, Remanso e Guanambi), segundo MASCARENHAS (1979), com modificações. As regiões pontilhadas correspondem aos cinturões Móveis. Itiúba (1); Filões potássicos Ipirá-Gavião (2); Santanopólis (3); São Felix (4); Anuri (5); Maciços ao norte de Urandi (6); Cara Suja (7); Estreito (8); Ocorrência de Correntina (90); Coribe (10).

A PROVÍNCIA TOLEÍTICA — ALCALINA DE CAMPO ALEGRE DE LOURDES: GEOLOGIA E EVOLUÇÃO TECTÔNICA

Carlson M. M: Leite[1]
Reginaldo A. Santos[2]
Herbet Conceição[3]

1. Introdução.

A região de Campo Alegre de Lourdes, situada no contexto do limite noroeste do Cráton do São Francisco com as Faixas de Dobramento Rio Preto e Riacho do Pontal, contém uma série expressiva de corpos magmáticos, que em conjunto com os associados depósitos de Fe, Ti, V, rocha fosfática e o alto potencial para mineralizações de ETR, Zr, permitem designá-la por Província Toleítica — Alcalina de Campo Alegre de Lourdes (LEITE & SILVA 1988).

Este trabalho apresenta um sumário dos dados geológicos disponíveis com uma discussão final sobre um magmatismo evoluído em ambiente de *rift* intracratônico durante o Proterozóico inferior, e sobre a inversão de movimentos crustais com o estabelecimento de uma tectônica colisional, possivelmente relacionada ao Ciclo Brasiliano.

2. Geologia.

No âmbito do Cráton do São Francisco, quatro grandes conjuntos litoestratigráficos são delimitados (Fig. 1). O primeiro, Complexo Gnáissico-Migmatítico, de provável idade arqueana, é composto por uma associação de ortognaisses e gnaisses bandados, migmatizados, incluindo bandas anfibolíticas e xistosas. Na parte nordeste da região, os ortognaisses apresentam composição granítica, enquanto que na porção sudoeste exibem composição granítica a tonalítica.

O segundo conjunto, Seqüência Metassedimentar Psamítica, consiste de biotita/moscovita-quartzo xistos que gradam para xistos quartzosos.

O terceiro, correspondente ao extenso magmatismo toleítico-alcalino que ocorreu na área, registra eventos intrusivos em épocas anteriores à deformação que estabeleceu o modelo estrutural da área. Foram caracterizados corpos máficos e ultramáficos diversos, os complexos acamadados de Peixe e Campo Alegre de Lourdes, o complexo carbonatítico de Angico dos Dias e os maciços hiperalcalinos supersaturados. O Complexo do Peixe é composto por rochas cumuláticas que variam de gabro, ilmenita-magnetitito e gabro-norito (LEITE & SILVA, 1988). O Complexo de Campo Alegre de Lourdes é constituído por rochas cumuláticas (piroxenito, gabro, leucogabro/anortosito, ilmenita-magnetitito e cumulato a apatita) e diabásios (COUTO, 1989). O Complexo Carbonatítico de Angico dos Dias é composto por metapiroxenito, metasienito, albitito, apatita sovito, lamprófiro, em grande parte recobertos por crosta fosfática residual(SILVA *et al.*, 1988). Os maciços hiperalcalinos variam em composição de leuco alcaligranito, riebequita alcaligranito a aegirina quartzo sienito (LEITE & FRÓES, 1989).

O quarto conjunto é representado pelo Grupo Santo Onofre, unidade estratigráfica do Proterozóico Médio, que na região é composto essencialmente por quartzitos. Além desses conjuntos, esparsos afloramentos de metacalcário cinza, associados a xistos calcíferos, são observados na porção central da área. O posicionamento estratigráfico desta unidade não foi definido.

Embora muito da textura e mineralogia primárias possa ser observado nos maciços ígneos, a região mostra um caráter deformacional abrangente. No complexo gnáissico-migmatítico são identificados três eventos de dobramento (SANTOS 1992): Dn, representado pelo bandamento gnáissico e mobilizados subparalelos; Dn+1 por dobras isoclinais a recumbentes e Dn+2 por dobras abertas, ou reviradas, com superfícies axiais de forte mergulho, ambas com direção predominante NNE.

[1]Companhia Baiana de Pesquisa Mineral
[2]Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais/Salvador
[3]Instituto de Geociências/CPGG/PPPG/UFBa

No âmbito da Seqüência Metassedimentar Psamítica e do Grupo Santo Onofre são observadas duas fases de dobramento coaxiais, NNE.

Os eventos de dobramento são progressivos, com uma tectônica tangencial de cisalhamento de baixo ângulo correspondendo a superfícies de empurrão na porção noroeste da região e com tectônicas transcorrentes com direções NNE a NNW (SÁ 1988). No âmbito do Grupo Santo Onofre é de caráter destral, enquanto nas porções leste e nordeste da região é do tipo sinistral. Os indicadores cinemáticos contidos nos maciços hiperalcalinos, tais como superfícies S e C, e sombras de pressão assimétricas em fenoclastos de feldspato, indicam uma superfície de cavalgamento regional com transporte tectônico de SE para NW e superfícies menores com sentido de NW para SE. Tais inversões podem corresponder a retroempurrões locais ou mesmo ondulações tardias.

3. Metamorfismo.

As recristalizações metamórficas contemporâneas às deformações atestam um metamorfismo de médio a baixo grau. A paragênese almandina + biotita + quartzo coexistente em paragnaisses e micaxistos é própria da fácies anfibolito. O caráter metamórfico retrógrado à fácies xisto verde é atestado pela recristalização da augita e da biotita em clorita, nos complexos acamadados, ou da biotita em moscovita + óxido de ferro, nos metapsamitos.

4. Dados Geoquímicos e Geocronológicos.

No Complexo de Campo Alegre de Lourdes, os estudos caracterizam uma cristalização a partir de um magma toleítico, controlada pelo fracionamento de plagioclásio e de augita (COUTO, 1989), evidenciado pelo padrão de distribuição dos ETR e pelos dados mineraloquímicos dos clinopiroxênios. As baixas razões Al(vi)/Al(iv) (valores entre 0,01 e 0,31) nos clinopiroxênios caracterizam intrusões acamadadas rasas. O padrão de distribuição dos ETR e as razões $(La/Lu)_n$ plotadas contra La_n do Complexo de Angico dos Dias apontam para um processo de cristalização fracionada em sistema aberto de alta pressão a partir de um magma basáltico alcalino (SILVA *et al.* 1988). Os elevados conteúdos de ETR e a razão isotópica $^{87}Sr/^{86}Sr$ no valor de 0,7036 determinada em calcitas e apatitas são sugestivos de uma origem mantélica para o magma parental.

Os maciços hiperalcalinos evidenciam uma cristalização *hypersolvus*, em condições anorogênicas, a partir de um magma extremamente evoluído ($0,0 - 0,5\%$ An no feldspato). A cristalização *subsolvus*, sob a ação de fluidos sódicos-férricos, hipoaluminosos, foi contemporânea aos eventos tectônicos transcorrente e tangencial (LEITE *et al* 1992). Estes maciços são ricos em ETR, Zr, Y e Nb, características essas de granitos tipo A. Dados isotópicos de U–Pb em zircão e badeleíta, no Complexo Angico dos Dias, indicam idades $^{207}Pb/^{206}Pb$ de 1909 a 1895 Ma para o zircão e de 1940 para a badeleíta (MARIANO 1987 in SILVA *et al.* 1988). No diagrama Concórdia ($^{206}Pb/^{238}U \times {}^{207}Pb/^{235}U$) relativo às idades em zircão e badeleíta, a isócrona intercepta a curva a 2011 Ma, idade da cristalização do carbonatito.

5. Ambiente Tectônico.

A identificação de suturas crustais, NE e NNE, com base em dados gravimétricos (HARALYI & HASUI 1982), correspondendo respectivamente a superfícies de empurrão, e as de transcorrência destral e sinistral, em combinação com os dados acima expostos sugerem um esboço mínimo de evolução tectônica. A estratificação ígnea dos complexos toleíticos, a cristalização fracionada do complexo carbonatítico, a cristalização *hypersolvus* e o padrão dos elementos incompatíveis dos maciços hiperalcalinos correspondem a um ambiente extensional em uma crosta continental. Essa magmatogênese tem uma idade mínima do início do Ciclo Transamazônico.

A inversão dos movimentos crustais, de extensionais para convergentes, envolvendo colisão de massas continentais, foi acompanhada por dobramentos superimpostos, coaxiais, em estágios progressivos, com os cisalhamentos dúcteis, tangencial SE-NW e transcorrente NNE a NNW. O movimento tangencial SE-NW é análogo ao desenvolvido na parte norte da Faixa Rio Preto

(SILVA & KARMANN 1990). A idade dessa tectônica é uma questão em aberto pela falta de dados geocronológicos, sendo tentativamente relacionada ao Ciclo Brasiliano pelas semelhanças de suas características com os dados publicados por estudiosos da tectônica no Brasiliano.

6. Conclusões.

A Província Toleítica-Alcalina de Campo Alegre de Lourdes tem sua magmatogênese relacionada a um ambiente continental extensional, em parte, durante o Proterozóico Inferior. A inversão dos movimentos crustais com o estabelecimento de uma tectônica colisional é tentativamente atribuída ao Brasiliano.

Referências

COUTO, L. F. 1989. Dissertação de Mestrado, 57, UnB, 169p. (Inédito).
HARALYI, N. L. E. & HASUI, Y. 1982. Rev. Bras. Geoc., **12**:160–166.
LEITE, C. M. M. & SILVA, R. W. S. 1988. Rel. Int., SGM-CBPM, CBPM.
LEITE, C. M. M. & FRÓES, R. J. B. 1989. II Congr. Bras. Geoq., Rio de Janeiro-RJ, Resumos, p. 54–62.
LEITE, C. M. M.; SANTOS, R. A.; CONCEIÇÃO, H. 1992. XXXVII Congr. Bras. Geol., São Paulo-SP, Resumos, p. 97–98.
SÁ, E. F. J. 1988. Rel. Int., SGM-CBPM, CBPM.
SANTOS, R. A. 1992. Rel. Int., CPRM-CBPM, CPRM.
SILVA, A. B.; LIBERAL, G. S., GROSSI SAD, J. H.; ISSA FILHO, A.; RODRIGUES, C. S.; RIFFEL, B. F. 1988. Geoch. Bras. **2**(1):81–108.
SILVA, M. E. & KARMANN, I. 1990. 36º-Congr. Bras. Geol., Natal-RN, Anais, **6**: 2658–2671.

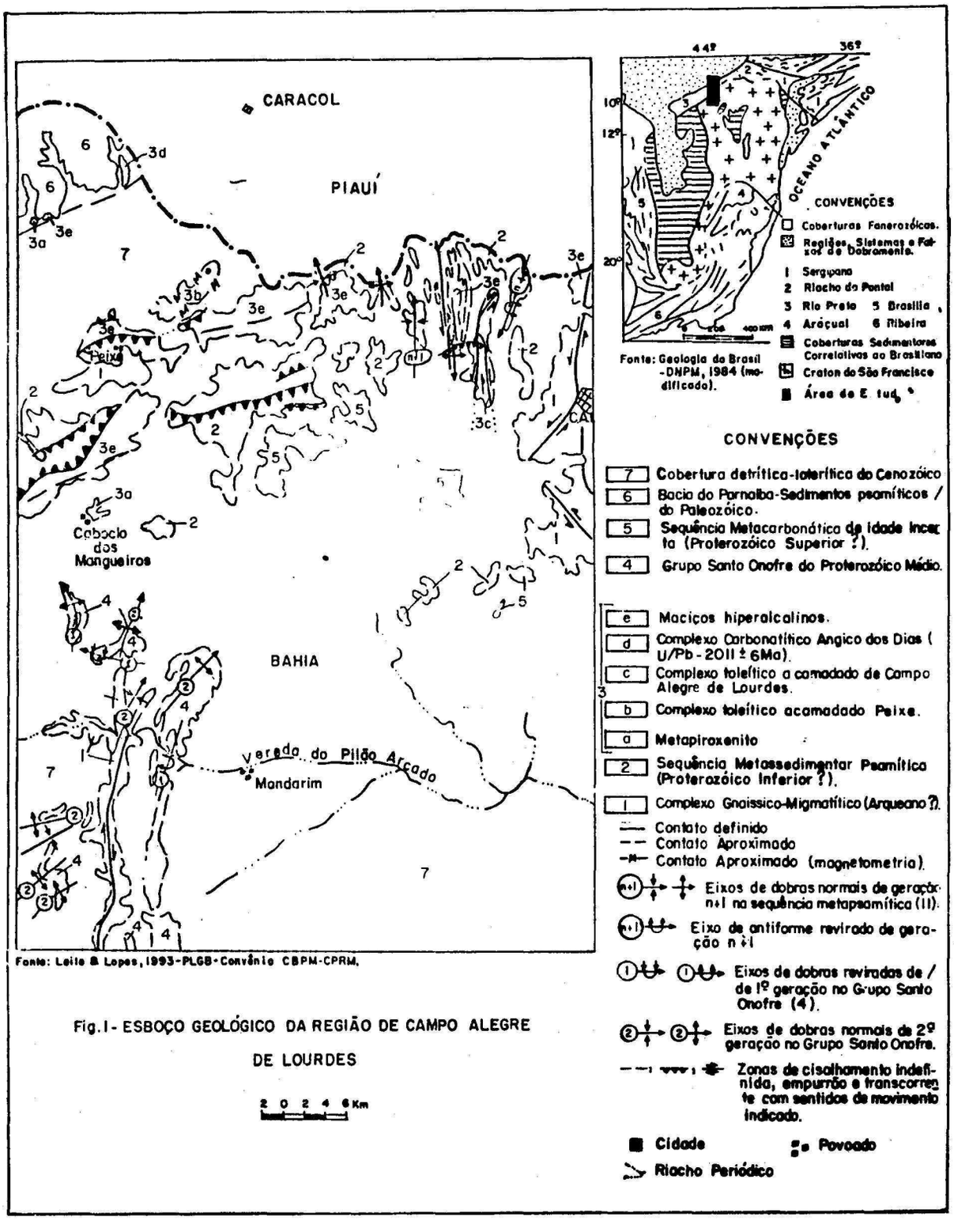


Fig. I - ESBOÇO GEOLÓGICO DA REGIÃO DE CAMPO ALEGRE DE LOURDES

GRANITOGÊNESE ASSOCIADA A PARTE OESTE DO CRÁTON SERRINHA E O GREENSTONE BELT DO RIO ITAPICURU: GEOLOGIA E TIPOLOGIA

Fernando Martins Vieira Matos[1]
Herbet Conceição[2]

1. Introdução.

A parte nordeste do Cráton do São Francisco, representada pela região de Senhor do Bonfim-Serrinha, tem um excelente potencial metalogenético, intimamente relacionado à evolução geotectônica. Nesta região ocorrem os depósitos cromitíferos do vale do Jacurici, mineralizações de cobre no vale do Curaçá, ocorrências de níquel e apatita nas proximidades de Ponto Novo e os depósitos e ocorrências de ouro no *greenstone belt* do Rio Itapicuru (GBRI).

A área em apreço localiza-se entre as cidades de Santa Luz e Queimadas, englobando a parte oeste do Cráton de Serrinha (SEIXAS *et al.* 1975) e GBRI.

Este trabalho relata os dados de mapeamentos efetuados no embasamento do GBRI, nas proximidades da cidade de Santa Luz e a caracterização petrográfica dos plutões graníticos (*sensu lato*). Estes novos dados integrados aos existentes, visa subsidiar discussões sobre os modelos evolutivos para esses terrenos, tendo-se como ferramenta principal a tipologia das rochas graníticas.

2. Tipologia das rochas graníticas (s.l.).

As intrusões graníticas que ocorrem na região em estudo marcam as diferentes feições deformacionais que afetaram os terrenos do GBRI e do seu embasamento. Estes plutões apesar de, muitas vezes, apresentarem idades radiométricas semelhantes, guardam em si feições — por exemplo: relações de contatos, filões, enclaves, composição e estilo de deformação — que indicam histórias evolucionais distintas. Com base em diferentes parâmetos os plutões foram agrupados em cinco tipos, listados a seguir segundo a cronologia relativa obtida: Santa Luz e Serra da Caraconha (G1, G1′), Domo de Ambrósio (G2), Granodiorito Nordestina (G3), Granodiorito Morro dos Lopes (G4) e Sienito da Serra dos Afonsos (G5).

3. Granito tipo Santa Luz (G1).

Ocorrem na região como doze (12) plutões com dimensões variáveis sendo os mais representativos os maciços de Santa Luz, Lagoa dos Bois e Queimadas. A forte deformação nestes corpos marca-se por cisalhamentos normalmente paralelos ao bandamento gnáissico, muitas vezes preservando núcleos com estrutura mais isótropa. De forma generalizada estes plutões apresentam duas fácies distintas: uma a granulação média, rica em grandes cristais de plagioclásio (feldspato potássico) de natureza tonalítica-granodiorítica e outra com granulação fina, apresentando composições granodiorítica e monzogranítica. Os filões são abundantes, ocorrendo paralelos ou cortando a estrutura gnáissica, os últimos são correlacionados aos granitos G3. No maciço de Lagoa do Boi as estruturas primárias (acamamentos e autólitos) sofrem rotação e deformação pós a tardimagmáticas, em regime dúctil indicando compressão NE-SW (SABATÉ *et al.* 1987). No plutão de Queimadas é descrito ocorrência de molibdênio disseminado (SABATÉ op cit.). A isócrona de referência Rb/Sr (2.097 ± 27 Ga com $R_i = 0,704$, BRITO NEVES *et al.* 1980) com amostras dos plutões de Santa Luz, Araci, Euclides da Cunha e migmatitos do embasamento do GBRI é confirmada pela idade de 2.1 Ga U-Pb em zircões (GAAL *et al.* 1987) do maciço de Lagoa do Boi. A baixa razão isotópica para este conjunto de rochas, associado aos tipos

[1]DOCEGEO, Rio Doce Geologia e Mineração.
[2]Curso de Pós-Graduação em Geologia/PPPG-UFBa.

petrográficos (tonalitos-granodioritos) apontam material mantélico como fonte. As relações estruturais presentes nestes corpos indicam intrusões forçadas, mesozonais, durante os principais eventos de deformação do embasamento, sendo posteriormente retrabalhados ao longo dos outros eventos tectonometamórficos que afetaram a área. Tal configuração no panorama regional conferem a estes granitos uma idade relativa mais velha que as idades radiométricas.

4. Granito tipo Serra da Caraconha (G1').

Se localiza no extremo oeste da região estudada, constituindo-se a única elevação que se destaca dos terrenos arrasados do embasamento. Este plutão situa-se na faixa limítrofe entre os terrenos granulíticos do Cinturão Móvel Salvador-Curaçá e o Craton de Serrinha. São sienogranitos róseos a ortopiroxênio com termos quartzo-sieníticos contendo cristais centimétricos de ortoclásio e andesina. A textura predominante nestas rochas é poligonal onde o ortopiroxênio é retromorfoseado a anfibólio verde. A presença do ortopiroxênio o distingue dos outros granitos estudados. Entretando pode ser correlacionável aos granitos a ortopiroxênio descritos no município de Gavião. Sendo portanto classificados como Gl.

5. Granitos do tipo Domo de Ambrósio (G2).

Estes corpos são intrusivos no GBRI induzindo metamorfismo de contato, têm orienteção NS, ocupam os corações dos antiformes revirados com vergência para leste, e são representados pelos domos de Ambrósio e Pedra Alta. Estruturam-se de forma zonada com uma periferia gnaissificada com composições graníticas e granodioríticas evoluindo a um centro mais homogêneo com composição granodiorítica (MATTOS, 1988). Estes plutões são considerados como intrusões forçadas, com achatamento do teto diapírico, concomitantes com a compressão regional de oeste para leste (MATOS & DAVISON, 1988; MATOS, 1988). Os dados isotópicos U/Pb em zircões da borda gnáissica revelam idade de 2.93°0.22 Ga (GAAL *et al.* 1987). Esta é interpretada como a da formação dos gnaisses do embasamento, enquanto que as rochas do centro têm idade 2,079 ± 0.47 Ga (U/Pb) e 1.9 Ga (R_i=0,708; GAAL *et al.* no prelo) indicando a de idade formação e intrusão do magma. Os dados disponíveis, notadamente sobre o domo de Ambrósio, revelam um magmatismo cálcio-alcalino de ambiente pós-colisional.

6. Granito tipo Nordestina (G3).

Oito corpos foram cartografados com características correlacionáveis ao granito de Nordestina. Dentre eles as melhores expressões são os plutões de Nordestina, Rio do Peixe e Pedra Branca. Todos caracterizam-se por apresentarem formas ovaladas com alongamento segundo a direção NS. Nas bordas, sempre ricas em enclaves e filões, tem-se uma foliação mais desenvolvida evoluindo concentricamente a parte central isotropa. Quando em contato com as rochas supracrustais do GBRI desenvolve metamorfismo em condições anfibolíticas. Petrograficamente são granodioritos a anfibólio com termos monzonitos, monzograníticos subordinados. Os dados isotópicos Rb/Sr indicam para o maciço de Nordestina uma idade de 2.0 Ga, R_i = 0.703 (GAAL *et al.* no prelo). As determinações no plutão monzonítico de Cansanção, mais ao norte, intrusivo no maciço de Nordestina, revelam idade de 2.025 ± 0.47 Ga, $R_i = 0,703$ (SABATE *et al.* 1990). As foliações mergulham para leste (50° – 70°), enquanto regionalmente as rochas encaixantes apresentam atitude contrária, condizente com o principal evento tectônico da segunda fase de deformação do GBRI. As relações geométrcas entre estes dois conjuntos (G2 e F2 do GBRI) indicam que estes plutões cortam a F2–GBRI sendo portanto, mais novos que os domos do tipo (G2). As idades próximas entre as intrusões de Nordestina e Cansanção indicam uma forte atividade magmática evoluindo de granodiorítica a monzonítica.

7. Granodioritos do tipo Morro dos Lopes (G4).

Estes são corpos intrusivos nos gnaisses do embasamento e nos granitos Gl. Dentre os tipos estudados estes são os menores (< 8km^2) e os mais abundantes plutões. Na região se apresentam como 35 corpos alinhados segundo a direção NS. São petrograficamente granodioritos e granitos

a biotita marrom com textura fina a muito fina e pobre em filões. Neles são encontrados enclaves dos outros granitos assim como do embasamento. São excepcionais as exposições de estruturas de fluxo magmático, essencialmente marcadas por segregações de biotita. Em alguns plutões é observada uma foliação NS incipiente com mergulho de verticalizado. A idade K-Ar obtida para estes corpos de 1.8 ± 0.6 Ga (BRITO NEVES *et al.* 1980) e as estruturas encontradas, indicam que estas intrusões ocorreram no final dos movimentos tectônicos.

8. Sienito da Serra dos Afonsos (G5).

Apenas uma intrusão sienítica foi cartografada a leste da região estudada. Este plutão é intrusivo na interface entre o embasamento e o GBRI provocando neste último aureolas metamórficas. Seus contatos estão marcados por um cortejo filoniano complexo onde dominam sienitos porfiríticos. Petrograficamente são alcali-feldspato-sienitos *hipersolvus* a clinopiroxênio e anfibólio verde, com textura grosseira e cristais de ortoclásios róseos avermelhados fortemente zonados que chegam atingir 6 cm. No centro da intrusão ocasionalmente observa-se enclaves clinopiroxeníticos. O plutão sienítico da Serra dos Afonsos representa a última expressão do magmatismo na região.

9. Discussão.

A distribuição espacial dos granitos, no contexto da região estudada, quando comparada aos modelos evolucionais clássicos envolvendo sistemas de colisão, não apresentam todos os termos dominando, essencialmente, os calcio-alcalinos. A ausência desta zonalidade pode refletir a exposição de parte do sistema, devido a razões tectônicas ou representar um sistema colisional abortado. A dominância do magmatismo cálcio-alcalino na região em apreço se inicia a 2.1 Ga com o vulcanismo terminal andesítico do GBRI e tem continuidade até pelo menos 1.8 Ga com o magmatismo granítico (G4). Nesta estratigrafia granitogênica tem-se: Gl magmatismo cálcio-alcalino (tonalítico-granodiorítico); G2 tipo cálcio-alcalino onde dominam os termos granodioríticos cujos dados químicos disponíveis associados as arquiteturas dos maciços reforçam as características de um plutonismo pós-colisional; G3 dominantemente granodiorítico com termos monzoníticos subordinados; G4 granodiorítico e G5 o plutonismo da Serra dos Afonsos traduzem o final da granitogênse com aparecimento de termos sieníticos. A compartimentação dos plutões graníticos parece indicar, à luz dos dados disponíveis, uma predominância dos termos granodioríticos a oeste do GBRI evoluindo a termos monzoníticos/sieníticos nas margens leste destes terrenos. Estes dados, aliados com a vergência estrutural para leste das rochas do GBRI, que sugerem transporte de oeste para leste, reforçam a hipótese inicialmente argüida por SILVA (1987) de uma colisão com zona de subdução mergulhando para leste.

Referências

BRITO NEVES, B.B.; CORDANE, U.G.; TORQUATO, J.R.F. 1980. Sec. Minas Energia, Bahia Coord. Prod. Min. textos básicos nº3; 1–80.

GAAL, G.; TEIXEIRA, J.B.G.; DÉL REY SILVA, J.L.H.; SILVA, M.G. 1987. ISGAM, Salvador, Bahia, Brasil.(inédito).

MATOS, F.M.V. 1988. Tese de Mestrado, IGEO-UFBA, inédita, 82p.

MATOS, F.M.V. & DAVISON, I. 1988. Rev. Bras. de Geol. 17(4), p. 442–449.

SABATÉ, P.; McREATH, I.; GIULIANI, G. 1987. ISGAM, Excursion Guides, Salvador, Bahia, Brasil, p.91–122.

SABATÉ, P.; CAEN-VANCHETTE, M.; MARINHO, M.M..; VIDAL, P.; SOARES FILHO, C.P. 1990. XXVI Cong. Geol., Natal, Boletim de Resumos, p.163.

SEIXAS, S.R.M. et . al. 1975. Projeto Bahia II, Relatório Final, Folhas Itaberaba e Serrinha, v. 1.

SILVA, M.G. 1987. Tese de Doutorado, Univ. de Freiburgo, Alemanha (inédita).

THRUSTING, WRENCH-TYPE TECTONICS AND GRANITE EMPLACEMENT DURING AN EARLY PROTEROZOIC BASIN CLOSURE: THE EXAMPLE OF THE RIO ITAPICURU GREENSTONE BELT (RIGB) NE-BRAZIL

F.C. Alves da Silva
A. Chauvet
M. Faure[1]

1. Introduction.

The structural evolution of the Early Proterozoic terranes in the world is still largely debated. Both intra-continental and modern collision-style tectonics have been proposed to be active in the related orogenies. Up-to-date literature stresses the importance of crustal-scale transcurrent shear in controlling granitic plutons emplacements and transcurrent features play an important role in the tectonic models proposed for the Early Proterozoic terrain of West Africa. Based on new structural, kinematic and Qz-LPO, we discuss here the evolution of the the Rio Itapicuru greenstone belt (RIGB)(Bahia state-Brazil) during the so called "Transamazonian Orogeny" (ca 2 Ga).

2. Geological setting.

Localized within the NE part of the São Francisco Craton (NE-Brazil) the Early Proterozoic (ca 2 Ga) RIGB is a NS trending linear belt of more than 100 km long and about 70 km wide (Fig.1). Its southernmost portion shows an anomalous EW trend. The low-grade supracrustal pile consists of a basal tholeiitic volcanic sequence, an intermediate calc-alkaline felsic volcanic one and an upper volcanoclastic one. Its structuration is defined by a N-S syncline-anticline folds with shallow dipping axis. Located in the core of the anticlines, the granitic plutons are elliptical and imprint a thermal aureole in the host rocks.

3. Structural analysis.

Structural and kinematic analyses of the RIGB allowed us to characterize the deformation and establish a progressive two-stages model of deformation in the Transamazonian, herein described as D1 and D2 tectonics.

3.1. Early thrusting event (D1).

This relictual deformation is well preserved within the SE-portion of the RIGB, where bedding-parallel shearing is observed. The main flat foliation is interpreted to be due to this event (ALVES DA SILVA, 1993) what is in agreement with our inedit finite strain data. The foliation plane bears a stretching lineation L1, which original orientation was subsequently scattered by later events (fig.2). Asymmetric tails around porphyroclasts and S/C fabrics indicate a non-coaxial shearing with a top to SE motion.

3.2. Main wrench event (D2).

Large upright to east-vergent folding linked to granite pluton emplacement coeval with a major wrench event constitute the D2 transamazonian tectonics. It is particularly well recorded within the syntectonic granitic rocks. These plutons show in map a NS elliptic form except in the southernmost part, where the Barrocas pluton displays a more irregular shape with its long axis oriented E-W (fig.1). Plutons are characterized by a concentric foliation pattern and exhibit a mylonitic foliation along their margins whereas the core is marked by magmatic features. Sometimes, the mylonitic cortex is separated from the granitic core by migmatized gneisses.

[1] Lab. Geol. Struct., URA 1366 Univ. d'Orléans – Orleans Cedex 2 France

Within the granites the foliation (S2), bears a subhorizontal mineral and stretching lineation L2. A wide variation of well developed shear criteria (S/C, s, d cristals, mica fish) demonstrate the non-coaxial character of the deformation and indicate the shear sense.

In the NS branch of the RIGB these criteria define a sinistral strike-slip motion whereas in the EW branch (southernmost portion) they point out to a dextral wrenching.

The synkinematic character of the plutons is attested by the increase of the deformation in their thermal halo, the grow of synkinematic porhyroblasts in the host rocks and the development of cleavage triple point (CTP). The mechanism of plutons emplacement cannot be precisely dedined, but as pointed out by ALVES DA SILVA *et al.* (1993) the development of rim synclines, the size of Ambrosio and Pedra Alta domes and their systematic location in the core of anticline are suggestive of diapiric emplacement.

4. Quartz lpo fabrics.

Lattice preferred orientation (LPO) in quartz (XZ section) have been measured using an universal stage. Results got in the two main plutons are summarized bellow. Since many fabric diagram in this study are dominated by point maxima rather than girdles, the point maxima terminology is used (LISTER & DORNSIEPEN, 1982, FUETEN, 1992)(Fig. 3a).

4.1. Pedra Alta dome.

The Qz-LPO fabric in Pedra Alta dome reveals a Maximum III pattern for its margin (Fig.3b, c) sometimes with a more developed edge. This pattern changes innerward the pluton, where the mode lies in the stretching direction with 32 with Y (Fig.3d).

4.2. Ambrosio dome.

The LPO is distinct between its east and west margins. The east and north portions are identically characterized by a strong maximum close to Y (Fig.3e, f). The point-maxima observed are between Maximum I and II (5-15 away from Y). In the western margin, the pattern is dominated by Maximum III (Fig.3g) or intermediate between Maximum III and VIII (Fig.3h). Maximum III appears symmetric but an edge is more developed than the other. This can be used as leading edge for determine the shear sense (FUETEN, 1992). Otherwise, the maximum in the fig.3h is close to the stretching direction.

5. Preliminary conclusion on Qz-LPO.

Fabrics with peaks at Maximum II are due to glide on rhombs in the ¡a¿ direction (SCHMID *et al.*, 1981), while Maximum I arises because one of the prism 1010 ¡a¿ system dominates deformation (Lister & Dornsiepen, 1982). The LPO patterns displayed by the E and N margins of Ambrosio dome are compatible with a predominance of prismatic ¡a¿ gliding. The Maximum II or between I and II is considered to occur at 250-400°C and 1-2 kb (BEHR, 1980) while HOFFMAN (1974) argue for 6kb and 600°C. Both show a tendency towards greenschist facies.

Glide on the basal and prism $< a >$ system led to maximum III pattern (LISTER & DORNSIEPEN, 1982) as in the margin of Pedra Alta dome, while slip along the [c]-axis on prismatic plane is responsible for the maximum on the stretching direction (Maximum VIII, ARANGUREN & TOBIAS, 1992). The maximum in the inner part of Pedra Alta dome is along this direction and one site of W margin of Ambrosio dome shows a tipical Maximum VIII. [c]-slip reflect high temperature (650-700°C) and an hydrous environment (MAINPRICE *et al.*, 1986). The duality found in the same margin of Ambrosio dome (Maxima III and VIII) cannot be readily explained, once it implies in decrease of temperature from the [c]-slip to ¡a¿ slip fabrics and also despite of being symmetric, Maximum III shows an edge with a more developed mode. The kinematic interpretation leads to both sinistral and dextral motion (figs.3g, h). Maximum III suggests deformation in a flattening field and has been interpretated as the result of an episode of coaxial deformation (LISTER & DORNSIEPEN, 1982). The easier picture envisaged is that the west margin of Ambrosio dome kept the initial coaxial deformation due to the pluton emplacement while elsewhere fabrics were more intenively overprinted by non-coaxial deformation. Supporting this, the Maxima III have one peak more developed than the other and a consistent sense of shear in Pedra Alta dome (fig. 3b, c).

6. Tectonic model.

The tectonic model proposed to the Transamazonian orogeny comprehend two distinct stages both being input to the BAB closure. Firstly a tangential tectonics D1 creates SE-vergent thrusts during which the main foliation was generated (Fig. 4a). As collision proceeds, the generation and uprising of large granite plutons took place. Diapirism initiates the second distinct evolutionary D2 stage. The emplacement of these plutons led to a verticalization of the early formed foliation. So a wrench tectonics is favoured by a NW-SE compressional field stress acting on now verticalized surfaces and in crystalizing granites. A sinistral shearing is then archived in the NS trending branch of the belt (fig.4b). Qz-LPO sugests a high temperature deformation for the granites and also that the coaxial increments of the deformation due to the plutons emplacement were still recognized. The evolution model of the RIGB indicates a progressive and continous collision type tectonic during which an horizontal NW-SE shortening provoked the BAB closure leading to thrusts, diapirism and strike-slip processes. The intriguishing dextral shearing behavior of the EW trending arm is not completely settled. Both, a conjugated to the main left-lateral shearing (D2) or related to the D1 event, overturned by D2, can be argued. Geochronological data (in progress) will support new constrains about this problem.

References

ALVES DA SILVA, F.C., CHAUVET, A.; FAURE, M. 1993. Early Proterozoic (Transamazonian) Orogeny and syntectonic granite emplacement in the Rio Itapicuru Greenstone belt, Bahia, Brazil. – C.R. Acad Sci. Paris, T 316 serie II.

ARAGUEREN, A. & TUBIAS, J.M. 1992..Structural evedence for the relationship between thrusts, extensional faults and granite intrusion in the Variscan belt of Galicia (Spain). Jour. Struct. Geol. Vol. 14, nº10 pp 1229–1237.

BEHR, J.H. 1980. Polyphase shear zones in the granulite belts along the margins of the Bohemia massif- J. Struct. Geol. 2, 249–254.

FUETEN F. 1992. Tectonic interpretation of the systematic variations in quartz C-axis fabric across the Thompson Belt. J. Struct. Geol. Vol. 14 nº7, pp 775–789.

MAINPRICE, D., BOUCHEZ, J.L., BLUMENFELD, Ph.; TUBIÀ, J.M. 1986. Dominante c slip in naturally deformed quartz: Implications for dramatic plastic softening at high temperature. Geol. v. 14, p. 819–822.

LISTER, G.S. & DORNSIEPEN, U.F. 1982. Fabric transitions in the Saxony granulite terrain- Jour. Struct. Geol. Vol. 4, n1 pp 81–92.

HOFFMAN, J. 1974. Das Quartzeilgefuge von Metamorphiten und Anatexiten, dargestellt am Beispiel des Osterzgerbirges (DDR). Freib. Forsch. C297, 1–107.

SCHMID, S.M., CASEY, M.; STARKEY J. 1981. An illustration of the advantages of a complex texture analysis described by the orientation distribution function (ODF) using qz pole figure data- Tectonophysics 78-101–117.

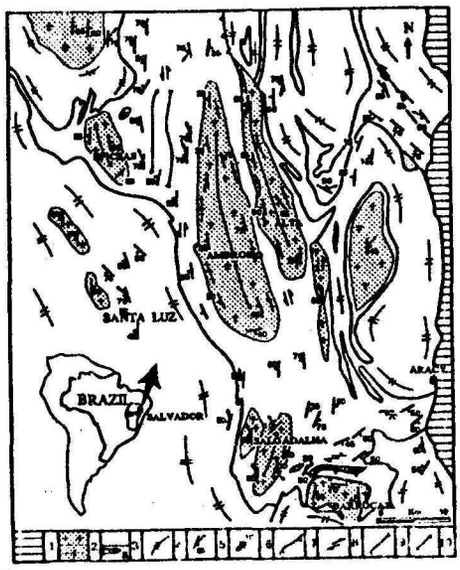


Figure 1. Simplified strutural map of the RIGB:1 – phanerozoic cover; 2 – intrusive rocks and gneissed margins; 3 – supracrustals (a-Weber belt); 5 – Foliation plane bearing a L2 lineation; 6 – Shear sense along L1; 7 – late thrust fault; 8 – Shear sense along L1; 7 – late thrust fault 8 – Shear sence; 9 – Anticline axe; 10 – Sincline. SFC São Francisco Craton

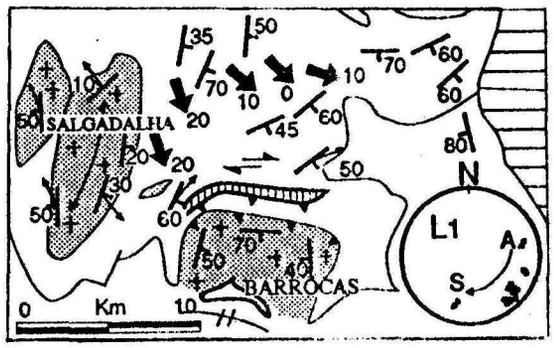


Figure 2. Detailed map of the south portion of the RIGB. Note the scattered orientation of L1 from Aracy (A) to Salgadalha (S) cities. (Legend as Fig. 1)

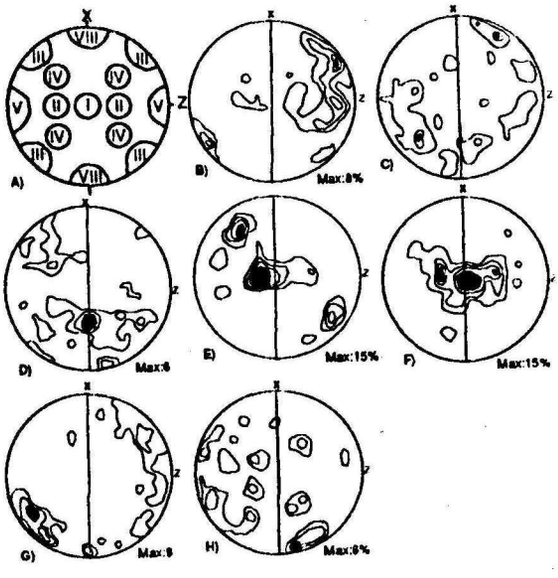


Figure 3. Oz-LPO from Pedra Alta and Ambrosio domes. The maxima area classified as in (a). See text.

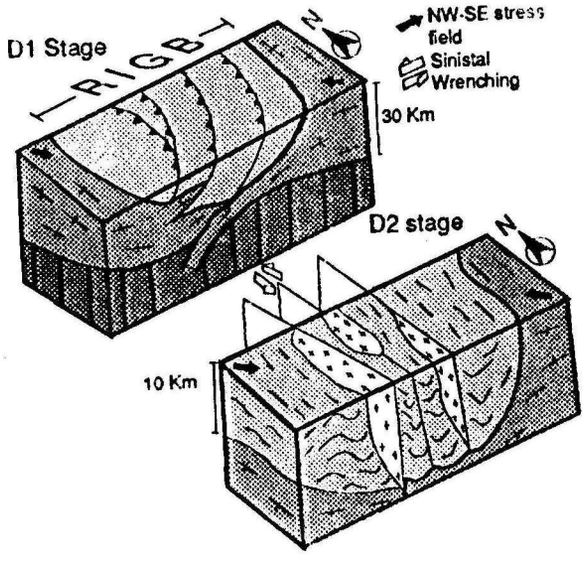


Figure 4. Evolutional tectonic model for the RIGB

GEOQUÍMICA DA PARTE SUL DO *GREENSTONE BELT* RIO ITAPICURU - NORDESTE DA BAHIA

M. C. H. Figueiredo[1]

O *greenstone belt* Rio Itapicuru é constituído predominantemente por basaltos com intercalações subordinadas de sedimentos químicos e tufos, na base, sobrepostos por uma unidade média de lavas e piroclásticas ácidas e sedimentos vulcanoclásticos e por uma unidade superior de grauvacas, arenitos e conglomerados (KISHIDA & RICCIO 1980). Estas litologias foram afetadas por três eventos metamórficos, o segundo dos quais de natureza regional e que parece estar relacionado à colocação de domos granito-gnáissicos, produzindo uma gradação metamórfica, das bordas para o centro da seqüência supracrustal, da facies hornblenda-hornfels, passando pela facies anfibolito de pressão média, até a facies xisto verde de baixa pressão (SILVA 1984).

Análises químicas de elementos maiores, menores e traços, incluindo as Terras Raras (TR), foram efetuadas em cerca de 30 amostras de metavulcânicas e metassedimentos da parte sul do *greenstone belt* Rio Itapicuru. As rochas analisadas foram obtidas na Docegeo, por intermédio de Zara Lindenmayer, parte da amostragem tendo sido efetuada por Paulo Teles na região entre Araci e Salgadália. Outros espécimes foram coletados em furos de sondagem na Fazenda Canto e em cortes ao longo da estrada de ferro, poucos km a sudeste de Salgadália.

Composições típicas dos diversos agrupamentos composicionais observados encontram-se na Tabela 1. As metavulcânicas básicas podem ser subdivididas em dois tipos: basalto toleítico de alto-Al e basalto toleítico. As metavulcânicas intermediária-ácidas podem ser subdivididas em andesitos de alto-Al, andesitos, dacitos e riolitos, enquanto os metassedimentos correspondem a grauvacas, arcósios e pelitos. Duas amostras de xisto máfico, coletadas na parte central da Faixa Weber, onde ocorrem mineralizações auríferas, apresentaram composições de Fe-dioritos, bastante distintas das demais litologias, com enriquecimento pronunciado em Fe, Ti, P, Ga, Nb, Zr e TR e empobrecimento em Al, Mg, K e Sr. Seus padrões de TR são enriquecidos mas pouco fracionados em TR leves (TRL) e empobrecidos em TR pesadas (TRP), com anomalias negativas de Eu. Estes Fe-dioritos parecem estar relacionados com os ferrogabros que ocorrem em um *sill* máfico na Faixa Weber (TEIXEIRA 1985).

As metavulcânicas analisadas caracterizam composições básicas toleíticas e intermediária-ácidas cálcio-alcalinas, separadas por uma lacuna composicional entre 52 e 58% de sílica. Esta bimodalidade já havia sido caracterizada anteriormente (*e.g.*, KISHIDA & RICCIO 1980). Os metassedimentos apresentam, em geral, composições semelhantes às das metavulcânicas intermediária-ácidas. As metagrauvacas e os meta-arcósios assemelham-se aos dacitos e riolitos, enquanto os metapelitos apresentam uma faixa composicional mais ampla, de andesítica a riolítica, e são um pouco mais ricos em Fe, Ti, K, Cr, Ni, Rb, Ba, Y e TR e mais pobres em Ca e Na, em relação com as metavulcânicas intermediária-ácidas.

Várias das amostras analisadas apresentaram valores elevados de perda ao fogo e evidências de remobilizações de elementos litófilos de íon grande (LILE), mas em termos de elementos TR e de alto campo de força (HFSE) suas composições são coerentes e consistentes.

Os metabasaltos analisados, que corresponderiam aos de baixo Fe-Ti de KISHIDA & RICCIO (1980), podem representar basaltos de fundo oceânico ou, mais provavelmente, toleítos de arcos insulares imaturos (IAT). Os padrões de distribuição de TR, com TRL algo empobrecidas, sugerem semelhanças com N-MORB, apesar de algum empobrecimento também em TRP e pequenas anomalias negativas de Eu, mas não descartam a possibilidade de que correspondam a IAT, o que é reforçado por vários diagramas discriminantes e pelo fato de que alguns destes basaltos são de alto-Al, típicos de ambientes de subducção.

Os andesitos de alto-Al são menos enriquecidos em TRL que os andesitos. Os dacitos tem padrões de TR muito semelhantes aos dos andesitos, com enriquecimento de TRL e empobrecimento em TRP e, em geral, pequenas anomalias negativas de Eu. Os riolitos, por sua vez, tem

[1]Instituto de Geociências — Universidade de São Paulo Caixa Postal 20899 — 01498-970 São Paulo, SP

TRL menos enriquecidas, tal como os andesitos de alto-Al, e anomalias fortemente negativas de Eu. Nos diagramas normalizados por N-MORB as metavulcânicas intermediária-ácidas apresentam padrões típicos de componente de zona de subducção (SZC), com anomalias negativas de Nb, P e Ti e enriquecimento em LILE.

A semelhança composicional entre os metassedimentos clásticos, principalmente os mais imaturos, e as metavulcânicas intermediária-ácidas é marcante, inclusive nos diagramas de TR e normalizados por N-MORB, com padrões típicos de rochas cálcio-alcalinas com SZC.

Em termos de petrogênese, SILVA (1990) identificou dois tipos de basaltos no *greenstone* Rio Itapicuru: um deles tem leve empobrecimento em TRL; enquanto o outro é enriquecido em TRL. De acordo com autora ambos seriam gerados por fusão parcial, em diferentes graus, de fonte lherzolítica. Os basaltos aqui estudados são levemente empobrecidos em TRL, mas distinguem-se daqueles descritos por SILVA (*op. cit.*) por pequenos empobrecimentos em TRP, sugerindo alguma granada/anfibólio residual. Os andesitos e dacitos, com padrões de TR fortemente fracionados, poderiam ser gerados por fusão parcial de crosta oceânica em subducção, deixando granada/anfibólio no resíduo. Os andesitos de alto-Al e os riolitos, menos fracionados em TR, devem ter uma gênese diferente, pelo menos os últimos podendo representar fusões crustais. As metagrauvaca-arcósios devem ter sido formadas por processos vulcanoclásticos e erosão das vulcânicas, principalmente dacíticas, enquanto os metapelitos representam composições algo modificadas pelos processos superficiais, com empobrecimento nos elementos que ficam em solução na água do mar (Ca e Na) e enriquecimentos em elementos relativamente insolúveis como Fe, Cr, Ni, TR e HFSE, além de K, Rb e Ba que possivelmente foram aprisionados pelas argilas. O ambiente tectônico de bacia de retro-arco parece ser o mais adequado para explicar as características geoquímicas observadas nesta seqüência supracrustal.

Referências

KISHIDA, A. & RICCIO, L. 1980. Chemostratigraphy of lava sequences from the Rio Itapicuru greenstone belt, Bahia, Brazil. Precambrian Res., **11**: 161–178.

SILVA, M.G. 1984. A seqüência vulcanossedimentar do médio Itapicuru — Bahia. In: Geol. Rec. Min. Estado Bahia, Textos Básicos, **5**: 7–42.

SILVA, M.G. 1990. Modelamento geoquímico das rochas basálticas do *greenstone belt* do Rio Itapicuru (BA). Congr. Bras. Geol., 36, Natal, Bol. Resumos, p. 196.

TEIXEIRA, J.B.G. 1985. Geologia e controles da mineralização aurífera em Fazenda Brasileiro, Serrinha-Bahia. In: Geol. Rec. Min. Estado Bahia, Textos Básicos, **6**: 9–49.

Tabela 1. Composições típicas de metavulcânicas e metassedimentos da parte sul do *greenstone belt* Rio Itapicuru.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	50,1	51,3	55,3	61,2	61,0	66,5	70,8	70,9	67,1	62,4
TiO_2	0,83	1,11	1,51	0,51	0,48	0,43	0,27	0,26	0,45	0,83
Al_2O_3	16,4	15,0	9,68	16,2	13,9	14,3	14,8	14,7	14,7	14,9
Fe_2O_3	9,85	12,8	18,1	6,33	4,83	3,24	1,97	1,98	4,40	7,14
MnO	0,15	0,17	0,24	0,05	0,06	0,06	0,01	0,04	0,18	0,11
MgO	8,60	5,40	1,04	3,40	2,98	1,31	0,61	1,43	2,00	2,95
CaO	10,5	9,28	4,66	5,66	4,38	2,94	1,92	3,90	2,20	1,34
Na_2O	2,64	3,74	2,28	3,13	3,81	5,68	4,81	3,33	4,51	3,32
K_2O	0,09	0,14	0,03	0,98	1,51	1,81	2,48	1,04	1,28	1,88
P_2O_5	0,07	0,09	0,32	0,11	0,16	0,13	0,08	0,07	0,08	0,13
PF	1,06	0,40	6,04	1,59	5,35	1,87	1,59	1,70	1,99	4,26
Total	100,3	99,40	99,22	99,16	98,46	98,27	99,34	99,35	98,89	99,26
Cr	318	260	6 79	103	40	18	40	128	181	
Ni	161	102	23	46	12	8	40	61		
V	222	324	159	88	49	27	71	88	159	
Pb	5	4	8	9	8	19	14	1	12	
Zn	49	89	80	52	65	43	48	31	116	45
Ba	56	52	41	140	570	762	793	589	373	1029
Rb	7	12	12	13	30	72	64	53	37	89
Sr	157	160	78	217	306	947	473	317	238	494
Ga	8	9	21	13	16	17	19	27	15	18
Nb	7	8	14	5	10	7	9	11	13	10
Zr	31	52	215	64	127	142	129	73	134	130
Y	11	21	23	12	7	7	4	4	10	12
La	2,1	3,1	22,4	7,5	23,2	26,7	8,5	11,5	25,0	34,9
Ce	6,1	8,6	64,3	19,1	53,7	60,2	17,3	26,3	59,6	85,1
Nd	5,3	9,0	46,0	11,2	25,7	25,5	11,2	13,2	26,9	38,9
Sm	1,3	2,6	11,9	2,6	3,8	4,1	2,2	1,8	3,7	7,4
Eu	0,4	0,8	2,3	0,8	0,9	0,6	0,1	0,5	0,7	1,8
Gd	2,3	4,4	11,1	3,5	2,9	2,5	2,1	3,5	3,9	4,8
Dy	3,3	5,4	7,7	3,7	2,4	1,9	1,3	2,6	4,6	4,7
Er	1,5	3,5	3,0	1,6	0,9	1,1	1,0	2,0	2,3	
Yb	0,9	2,0	2,3	1,1	0,8	1,0	1,7			

1 – basalto de alto-Al; 2 – basalto; 3 – Fe-diorito; 4 – andesito de alto-Al; 5 – andesito; 6 – dacito; 7 – riolito; 8 – grauvaca; 9 — arcsio; 10 – pelito.

EVOLUÇÃO GEOLÓGICA POLICÍCLICA DE TERRENOS GRANITO-GREENSTONE DO ARQUEANO SUPERIOR DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO MERIDIONAL: UM EXEMPLO A PARTIR DO COMPLEXO METAMÓRFICO BONFIM SETENTRIONAL

Maurício A. Carneiro[1]
Wilson Teixeira[2]
Nuno Machado[3]

O Complexo Metamórfico Bonfim (Figura 1) é um segmento de crosta continental localizado a oeste da Serra da Moeda e a sul da Serra dos Três Irmãos, na região conhecida como Quadrilátero Ferrífero, no estado de Minas Gerais. Esta região está inserida no setor meridional do Cráton do São Francisco.

Recentes e variados estudos geológicos de detalhe, realizados na porção setentrional deste complexo (*e.g.* CARNEIRO 1990, CARNEIRO 1991, CARNEIRO 1992a, CARNEIRO 1992b, CARNEIRO 1992c, CARNEIRO & TEIXEIRA 1992, MACHADO & CARNEIRO 1992), têm revelado particularidades significativas acerca da sua constituição petrográfica, litogeoquímica e isotópica, com implicações diretas na evolução geológica dos terrenos granito-*greenstone* do Cráton do São Francisco Meridional.

Por um lado, o Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional é constituído por uma grande variedade de rochas, de natureza predominantemente metamórfica e, subordinadamente, de natureza ígnea (*e.g.* HERZ 1970, CARNEIRO 1990, CARNEIRO 1991, CARNEIRO 1992A, CARNEIRO 1992B, CARNEIRO 1992c). Todos estes tipos petrográficos foram agrupadas por CARNEIRO (1992c), em oito unidades litoestratigráficas informais, assim denominadas: Gnaisses Alberto Flores, Anfibolitos Paraopeba, Gnaisses Souza Noschese, Tonalitos Samambaia, Anfibolitos Candeias, Granitos Brumadinho, Meta-diabásios Conceição de Itaguá e Diabásios Santa Cruz (Tabela 1, Figura 2).

Por outro, a evolução geológica deste segmento crustal, conforme foi constatado a partir da herança isotópica encontrada nos zircões dos Gnaisses Alberto Flores, remonta ao Arqueano Médio ou, mais precisamente, há 3,2 Ga atrás (MACHADO & CARNEIRO 1992). Esta evolução, todavia, foi processada principalmente no Arqueano superior, no decorrer de um evento tectônotermal maior, de fácies anfibolito, ocorrido a volta de 2,78 Ga atrás (CARNEIRO 1992C, MACHADO & CARNEIRO 1992), aqui designado informalmente de Evento Rio das Velhas. Durante este evento, ou mais exatamente há 2780 $+3/-2$ Ma atrás (U-Pb em zircão), a crosta continental preexistente, no âmbito do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional (*e.g.* Gnaisses Alberto Flores, Anfibolitos Paraopeba e Gnaisses Souza Noschese), foi invadida por um plutonismo cálcio alcalino que deu origem aos Tonalitos Samambaia. Por esta mesma época (2772 ± 6 Ma), teve lugar um sobrecrescimento metamórfico de zircões nos Gnaisses Alberto Flores, conforme relevam os dados U-Pb aqui obtidos, e um vulcanismo ácido no Supergrupo Rio das Velhas, datado por MACHADO *et al.* 1992 (U-Pb em zircão). Ainda, provavelmente relacionado a este mesmo evento, ocorreu um magmatismo básico, de características químicas compatíveis com magmas andesíticos e/ou tholeíticos, que foi responsável pelo aparecimento dos Anfibolitos Candeias. Este cenário geológico geral reflete um ambiente tectônico de margens continentais ativas para a evolução do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional, no decorrer do Evento Rio das Velhas.

Encerrando a evolução geológica do Arqueano superior, ou mais precisamente há 2703 $+24/-20$ Ma atrás (U-Pb em zircão), tem lugar um plutonismo félsico tardio, responsável pela geração dos Granitos Brumadinho. Esta unidade trunca a foliação milonítica NS dos Gnaisses

[1]Departamento de Geologia, Escola de Minas, UFOP, Ouro Preto
[2]Departamento de Geologia Geral, Instituto de Geociências, USP, São Paulo
[3]Geotop, UQAM, Montreal

Alberto Flores e constitui-se num importante marco litoestratigráfico da evolução geológica do segmento crustal investigado.

No decorrer do Proterozóico o Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional foi retomado tectonicamente (essencialmente sob condições de fácies xisto verde) e invadido por dois magmatismos básicos distintos. Tal situação metamórfica regional afetou os sistemas isotópicos K/Ar e/ou Rb/Sr, das unidades félsicas geradas no Arqueano, através de rejuvenescimentos isotópicos parciais e/ou incompletos. Deste modo, as idades aparentes K/Ar e/ou errocrônicas Rb/Sr obtidas, distribuem-se do Proterozóico inferior ao Proterozóico superior (CARNEIRO 1992c, CARNEIRO & TEIXEIRA 1992). Os dois magmatismos básicos, por sua vez, estão representados pelos Metadiabásios Conceição de Itaguá, com idades aparentes K/Ar (em hornblenda primária) de 1,0 Ga, e pelos Diabásios Santa Cruz, com idade ainda desconhecida, mas aqui tentativamente correlacionados a outros magmatismos básicos do Proterozóico superior, datados no âmbito do Quadrilátero Ferrífero (*e.g. TEIXEIRA et al.* 1988, MACHADO *et al.* 1989, SILVA *et al.* 1992).

Finalmente, de acordo com esta evolução geológica, o Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional constitui o limite oriental de uma Província Arqueana com o Cinturão Mineiro, de idade proterozóica inferior (TEIXEIRA & FIGUEIREDO 1991). Nos setores marginais desta província, a exemplo da região estudada, os sistemas isotópicos Rb/Sr e K/Ar foram analogamente rejuvenescidos a partir do Arqueano, caracterizando o caráter policíclico de sua evolução crustal.

Referências

CARNEIRO, M.A. 1990. Aspectos litoestratigráficos preliminares da porção setentrional do Complexo Metamórfico Bonfim, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA., 36, Natal, 1990. *Resumos...* Natal, SBG, p. 342.

CARNEIRO, M.A. 1991. Petrography and geochemistry of dykes from the northern Bonfim Metamorphic Complex, Minas Gerais, Brazil. *Boletim IG-USP. Publicação Especial*, **10**:59–62.

CARNEIRO, M.A. 1992a. O Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional. *Revista da Escola de Minas*, **45**(1,2):155–156.

CARNEIRO, M.A. 1992b. Litoestratigrafia do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA., 37, São Paulo, (1992). *Roteiro das Excursões...* São Paulo, SBG, vol. 7. 10p.

CARNEIRO, M.A. 1992c. *O Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional (Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais): Litoestratigrafia e evolução geológica de um segmento de crosta continental do Arqueano.* São Paulo, 233p. (Tese de Doutoramento, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo).

CARNEIRO, M.A. & TEIXEIRA, W. 1992. Discordância de idades radiométricas U-Pb e Rb-Sr no Craton do São Francisco Meridional: Evidências a partir do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA., 37, São Paulo, (1992). *Resumos...* Natal, SBG, p. 189-190.

HERZ, N. 1970. Gneissic and Igneous Rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, **641**(B):1-58.

MACHADO, N. & CARNEIRO, M.A. 1992. U-Pb evidence of Late Archean tectonothermal activity in southern São Francisco shield, Brazil. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **29**:2341-2346.

MACHADO, N.; SCHRANK, A.; ABREU, F.R. de; KNAUER, L.G.; ALMEIDA, P.A. 1989. Resultados preliminares da geocronologia U-Pb na Serra do Espinhaço Meridional. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 5., Belo Horizonte, 1989. *Anais...* Belo Horizonte, SBG/NMG, bol. 10 p. 171-174.

MACHADO, N.; NOCE, C.M.; LADEIRA, E.A.; BELO de OLIVEIRA, O. 1992. U-Pb Geochronology of Archean magmatism and Proterozoic metamporhism in the Quadrilátero Ferrífero, southern São Francisco Craton, Brazil. *Geological Society of America Bulletin*, **104**:1221-1227.

SILVA, A.M.; KUYUMJIAN, R.M.; CHEMALE JR., F. 1992. Enxame de diques máficos do Quadrilátero Ferrífero e Espinhaço Meridional. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA., 37, São Paulo, (1992). *Boletim dos Resumos Expandidos...* São Paulo, SBG, vol. 1, p. 505.

TEIXEIRA, W. & FIGUEIREDO, M.C.H. 1991. An outline of Early Proterozoic crustal evolution in the São Francisco Craton, Brazil: a review. *Precambrian Research*, **53**:1-22.

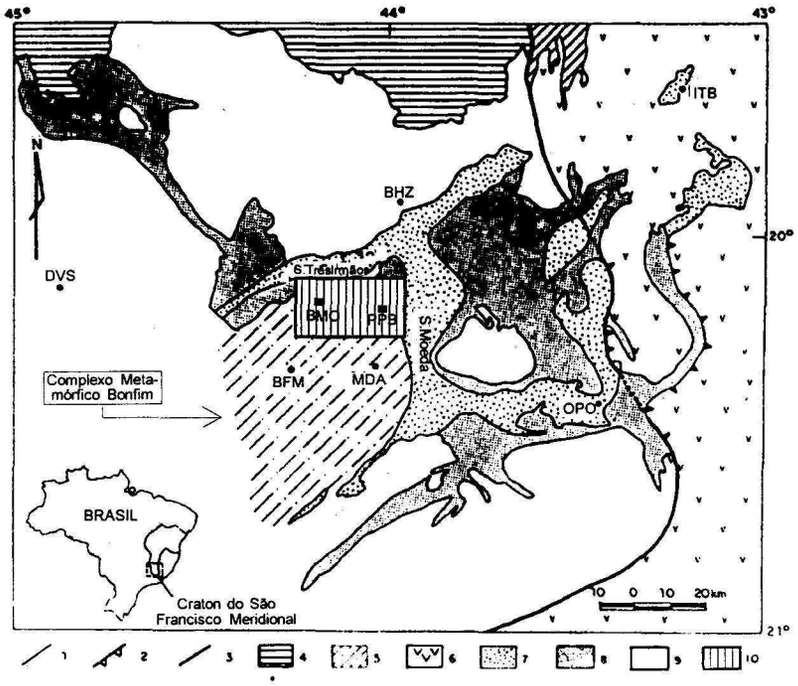


Figura 1 - Contexto geológico do Quadrilátero Ferrífero e adjacências, identificando o Complexo Metamórfico Bonfim. Simbologia: **1** - Contatos geológicos; **2** - Empurrões; **3** - Limite sul-oriental do Craton do São Francisco; **4** - Supergrupo São Francisco; **5** - Supergrupo Espinhaço; **6** - Complexo metamórfico com retrabalhamento brasiliano; **7** - Supergrupo Minas; **8** - Supergrupo Rio das Velhas; **9** - Complexo Metamórfico do Craton do São Francisco Meridional; **10** - Porção Setentrional do Complexo Metamórfico Bonfim investigada neste trabalho. Cidades: **DVS** - Divinópolis; **BHZ** - Belo Horizonte; **ITA** - Itabira; **BMO** - Brumadinho; **PPB** - Piedade do Paraopeba; **MDA** - Moeda; **OPO** - Ouro Preto; **BFM** - Bonfim.

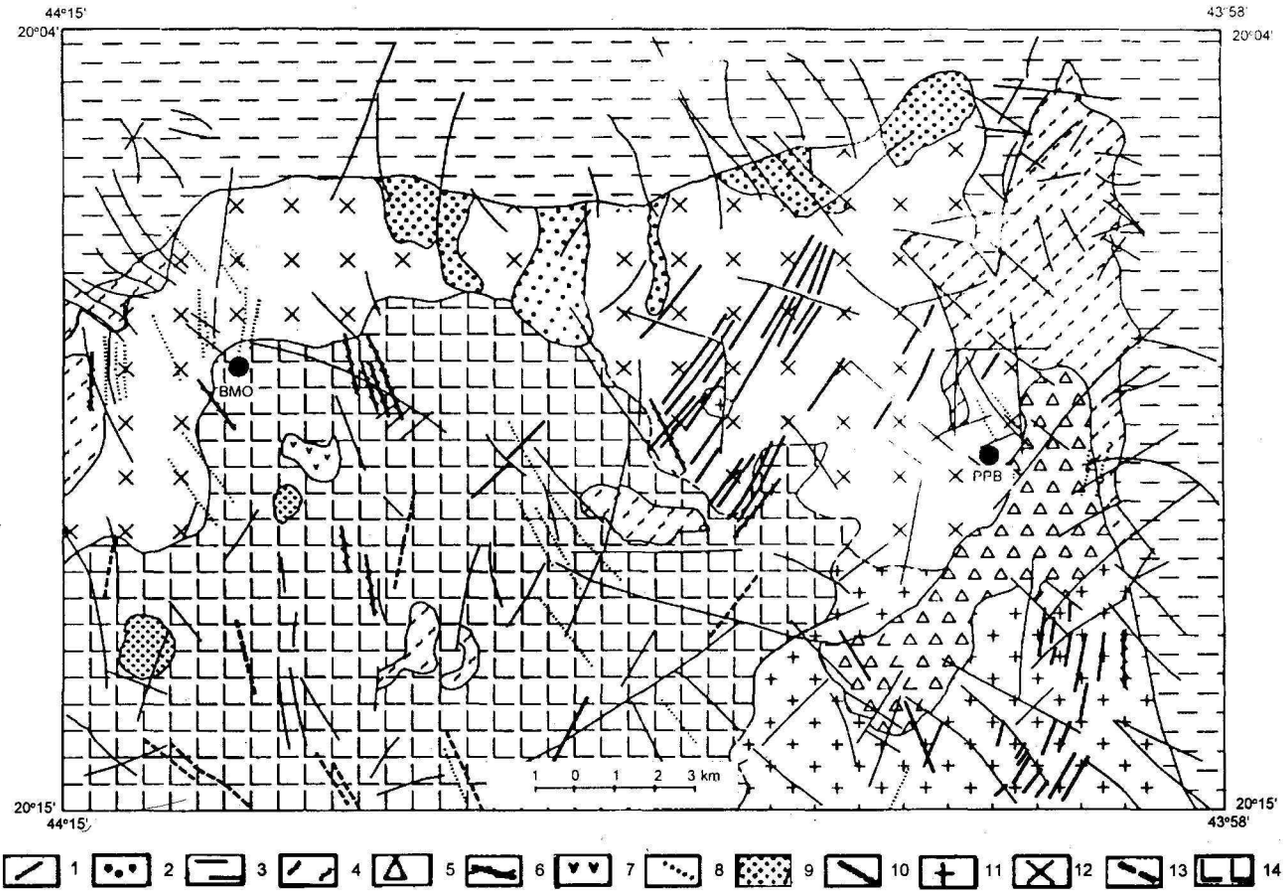


Figura 2 - Unidades litoestratigráficas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional (CMBS) e adjacências (modificado de Carneiro 1992c). Simbologia: **1** - Traços de Falhas; **2** - Canga e Laterita; **3** - Supergrupo Minas; **4** - Supergrupo Rio das Velhas: Grupo Nova Lima; **5** - Supergrupo Rio das Velhas: Grupo Quebra Ossos; **6** - (CMBS) Diabásios Santa Cruz; **7** e **8** - (CMBS) Metadiabásios Conceição de Itaguá; **9** - (CMBS) Granitos Brumadinho; **10** - (CMBS) Anfibolitos Candeias; **11** - (CMBS) Tonalitos Samambaia; **12** - (CMBS) Gnaisses Souza Noschese; **13** - (CMBS) Anfibolitos Paraopeba; **14** - (CMBS) Gnaisses Alberto Flores. Cidades: **BMO** - Brumadinho; **PPB** - Piedade do Paraopeba.

Tabela 1. Seqüência litoestratigráfica do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional de acordo com Carneiro (1992c).

Unidades Informais	Características gerais	Denominações Anteriores Herz (1970)	Carneiro (1990,1991)	Idades(Ma) Machado & Carneiro (1992)	U/Pb[1]	Rb/Sr	K/Ar
Diabásios Santa Cruz	Diques de rochas máficas com textura intergranular ou ofítica.	—	Diabásios	Diabásios	—	—	—
Metadiabásios Conceição de Itaguá	Diques de rochas máficas com fenocristais de plagioclásio e textura intergranular reliquiar.	— de Terceira Geração	Anfibolitos de Terceira Geração	Anfibolitos	— (hornb.)	—	1006
Granitos Brumadinho	Granitóides em pequenos corpos e/ou diques, cortando a foliação de cisalhamento NS dos Gnaisses Alberto Flores.	— de Terceira Geração	Granitóides de Segunda Geração	Granitóides −20 (zircão)	2703 +24/ (rocha tot.)	982 ± 90 (biotita)	1095 a 701
Anfibolitos Candeias	Diques máficos anfibolitizados de variadas espessuras, com raros blasto-fenocristais de plagioclásio e hornblenda poiquiloblástica. Associam-se predominantemente aos Tonalitos Samambaia.	— de Segunda Geração	Anfibolitos de Segunda Geração	Anfibolitos	— (hornb.)	—	1707
Tonalitos Samambaia	Corpos intrusivos de composição tonalítica e/ou granodiorítica, com textura ígnea preservada, localmente cisalhados.	— de Segunda Geração	Granitóides de Primeira Geração	Granitóides (zircão e titanita)	2778 +3/−2 (rocha tot.)	1189 ± 46 (biotita)	1116 a 720
Gnaisses Souza Noschese	Ortognaisses (?) de cor cinza, composição granítica, foliados.	Gnaisses Souza Noschese	Granitóides de Primeira Geração	Gnaisses Souza Noschese	— (rocha tot.)	1294 ± 79	—
Anfibolitos Paraopeba	Antigos diques de rochas máficas nos Gnaisses Alberto Flores, muito deformados, c/ text. granonematoblástica.	Anfibolitos de Primeira Geração	Anfibolitos de Primeira Geração	—	— (hornb.)	2157 a 1930	
Gnaisses Alberto Flores	Gnaisses de cor cinza, bandados, de composição trondhjemítica a granítica, cisalhados.	Granito Alberto Flores	Gnaisses Antigos	Gnaisses 2772 ± 6[2] Alberto Flores	2219 ± 80 2920[3] (zircão)	536 (rocha tot.)	(biotita)

[1] Machado Carneiro (1992); [2] Sobrecrescimento; [3] Núcleo.

RECICLAGEM DA CROSTA CONTINENTAL: OS GRANITÓIDES DO BLOCO GAVIÃO — DADOS PRELIMINARES

Marilda Santos-Pintos[1]
Hervé Martin[2]
Pierre Sabaté[3]

As intrusões leucograníticas transamazônicas formam um alinhamento N–S, com extensão superior a 500 Km, na parte oeste do Estado da Bahia, no Cráton do São Francisco. Elas acompanham uma sutura antiga, sublinhada pelas sequências supracrustais de Jacobina e Contendas-Mirante, entre os blocos continentais Jequié e Gavião. Com base em dados isotópicos Rb-Sr e estruturais, SABATÉ *et al.*(1990), indicam os anfibolito-gnaisses e granitóides do Bloco Gavião como fontes prováveis deste magmatismo. Visando contribuir com tal discussão, inicia-se o estudo de alguns granitóides do Bloco Gavião (Maciços Aracatu, Umburanas, Bernada, Mariana, Eixo e Franga)indicados no Mapa Granitogênico do Estado da Bahia, Folha Vitória da Conquista(SABATÉ *et al.* 1988).

1. Granitóides do Bloco Gavião.

Os maciços Aracatu, Umburanas e Bernada são compostos por uma associação de granodioritos e tonalitos. Granitos ocorrem de modo subordinado nos dois primeiros.

1.1. Aracatu.

Os granodioritos são cinzas, com granulação fina e compostos por plagioclásio (An_{25-30}), microclina, quartzo, biotita, opaco, esfeno, apatita, zircão e, como minerais secundários, muscovita e epidoto. Os tonalitos não contém microclina, nem opacos. Os granitos são róseos, de granulação fina e, conforme a classificação modal de STRECKEISEN (1976), são monzogranitos e sienogranitos. Em sua mineralogia secundária, apresentam carbonato. Conforme a fig.1, a maioria das amostras pertence à série trondhjemítica e algumas plotam no campo dos granitos anatéticos.

1.2. Umburanas.

Este maciço apresenta-se intercalado com a Sequência vulcano-sedimentar Umburanas-Brumado. A oeste da sequência, no contato com os maciços Franga e Aracatu, os granodioritos diferem-se por apresentarem uma deformação marcada por fenocristais ocelares de microclina alinhados imersos numa matriz fanerítica média. A leste, eles apresentam-se cinza esbranquiçados, faneríticos grosso à porfirítico. Os fenocristais são de microclina e plagioclásio (An_{25}). A matriz é constituida de quartzo, plagioclásio (An_{26-38}), microclina, biotita, opaco e, como minerais secundários, epidoto, zoisita e carbonato.Os granitos são porfiríticos com composiçao modal monzogranítica. Suas amostras ocupam o campo dos granitos anatéticos em geral (fig.1).

1.3. Bernada.

Dos 4 corpos que constituem este maciço, aquele mais ao norte foi estudado. Ele é formado por granodioritos e tonalitos. Os granodioritos diferem dos anteriormente descritos pela constante presença de zonas de cisalhamento dextrais e os tonalitos por conterem enclaves máficos alongados. No diagrama de LAMEYRE E BOWDEN (1982), fig.1, as amostras seguem a série trondhjemítica.

Os granitos são representados pelos maciços Mariana, Eixo e Franga. Eles são róseos, granulação média, com composição modal monzogranítica e mineralogia formada por quartzo, microclina, plagioclásio (An_{24-37}), biotita, apatita, opacos, esfeno, zircão e como minerais secundários epidoto e muscovita. De acordo com a fig.1, eles representam líquidos anatéticos.

[1] Dep. Ciências Exatas — UEFS
[2] Geosciences Rennes, Universite de Rennes I — França
[3] ORSTOM — França e Pós-graduação de Geologia — UFBa

1.4. Mariana.

O maciço Mariana é formado por um conjunto de pequenos corpos distribuidos de forma alongada segundo a foliação dos metatexitos entre as cidades de Mariana e Maetinga.

1.5. Eixo.

Este maciço apresenta fenocristais ocelares de K-feldspato com tamanhos médios de 1,5cm. Nas zonas menos deformadas, eles podem apresentar-se retangulares e zonados.

1.6. Franga.

Nas partes mais elevadas topograficamente, o maciço mostra uma orientação magmática sub-horizontal,evidenciada pela biotita, como encontrado nas zonas de cúpula dos diápiros graníticos.

2. Caracterização geoquímica.

Os maciços apresentam os teores em SiO_2 geralmente altos (66,22 à 77,18%), razões Al/Na + K + Ca < 1 com coríndon normativo inferior a 1%, indicando características metaluminosas, exceto, Umburanas que apresenta corindon > 1,33 e é claramente peraluminoso. No triângulo An–Ab–Or, fig.2, as amostras colocam-se preferencialmente, no campo dos granitos e trondjemitos. Na fig.3, exceto algumas amostras que poderiam mostrar afinidades trondjemíticas, a maioria delas enriquece-se em K, devido à diferenciação, e seguem uma evolução cálcio-alcalina. Entretanto, um grupo de pontos possui posição intermediária entre as duas séries. Segundo o gráfico de BATCHELOR & BOWDEN(1985), fig.4, a maioria dos granitóides do Bloco Gavião são classificados como sincolisionais e pré-colisionais, equivalentes, respectivamente, aos líquidos anatéticos e à série trondjemítica de LAMEYRE & BOWDEN (1982).

3. Discussão.

A linhagem trondjemítica, evidenciada principalmente para os maciços Aracatu e Bernada (fig. 1 e 3) é, geralmente, considerada como típica das suites TTG (tonalito-trondjemito-granodiorito) do Arqueano representantes da crosta juvenil desta época. Para os maciços mais evoluídos, que seguem a série cálcio-alcalina, apresentam características peraluminosas e composições de líquidos anatéticos, propõe-se uma origem por reciclagem crustal. Mas, como pode ser observado em quase todos os diagramas, a maioria das amostras apresenta posição intermediária entre estes dois pólos. O caráter preliminar deste trabalho não permite uma conclusão definitiva, mas pode-se admitir que estes maciços foram produzidos pela reciclagem de uma crosta continental arqueana tipo TTG onde a taxa de fusão parcial não foi suficiente para homogeneizar o magma e apagar todas as feições da fonte que, aqui, aparecem de forma residual. Estes granitos podem ser considerados como a mistura entre um embasamento arqueano TTG e líquidos anatéticos provinientes da fusão do mesmo embasamento. A composição final, controlada pela taxa de homogeneização do magma, resultou a rocha entre os dois pólos.

Referências

BATCHELOR, R.A. & BOWDEN, P. 1985. Petrogenesis interprtation of granitoid rock series using multicationic parameters. Chem. Geol., 48: 43–55.

BARKER, F. 1979. Trondhjemites: definition, environment and hypothesis of origin; In F. BARKER (Editor) "Trondhjemites, dacites and related rocks". Elsevier, Amsterdam, p. 1–12.

BARKER, F. & ARTH, J.G. 1976. Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archaean bimodal trondhjemite-basalt suites. Geology, 4: 596–600.

LAMEYRE, J. & BOWDEN, P. 1982. Plutonic rock types series. Discrimination of various granitoids series and related rocks. J. Volc. Geotherm. Res., 14: 169–186.

O'CONNOR, J.T. 1965. A classification of quartz rich igneous rocks based on feldspar ratio. U.S. Geol. Surv., Prof. pap., 525B: 1379–1384.

PITCHER, W.P. 1982. Granite type and tectonic environment. In K.J. HSU (Editor) "Mountain building processes". Academic Press, London, p. 19–40.

SABATÉ, P.; GOMES, L.C.C.; ANJOS, J.A.S.A. 1988. Mapa temático "Granitogênese da Bahia" — Folha Vitria da Conquista 1/250.000. SGM-SME/Bahia, Salvador — Aerofot, Rio.

SABATÉ, P., MARINHO, M.M., VIDAL, PH.; CAEN-VACHETTE, M. 1990. The 2-Ga peraluminous magmatism of the Jacobina-Contendas Mirante belts (Bahia-Brazil) : Geologic and isotopic constraints on the sources. Chemical Geology, 83 : 325–338.

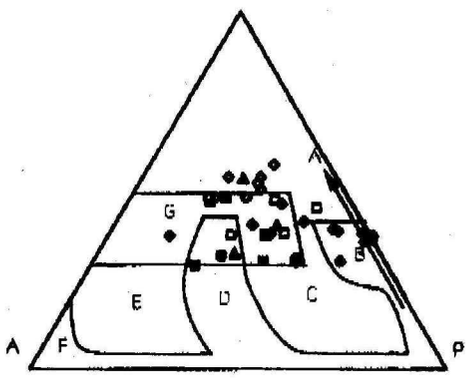


Figura 1. Diagrama Modal QAP para discriminação das séries magmáticas (LAMEYRE & BOWDEN), 1992). A – Toleíticas; B – trondjemíticas; C – grandiorítica; D – monzonítica; E – alcalina aluminosa; F – alcalina e G – anatéticos.

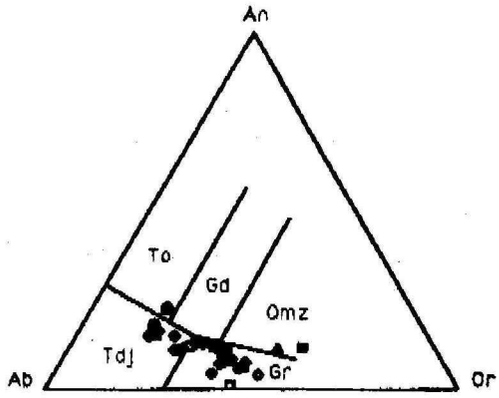


Figura 2. Diagrama normativo An–Ab–Or de O'CONNOR (1965) e modificado por BARKER, 1979. To - tonalito; Gd – grandiorita, Qmz – monzonito.

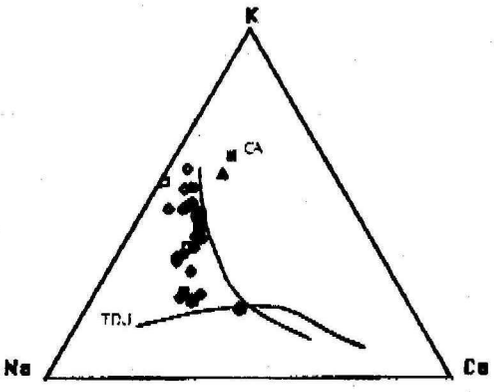


Figura 3. Gráfico de K–Na–Ca onde Ca – série calcioalcalina e idj - série trondejemítica (BARKER e ARTH, 1976).

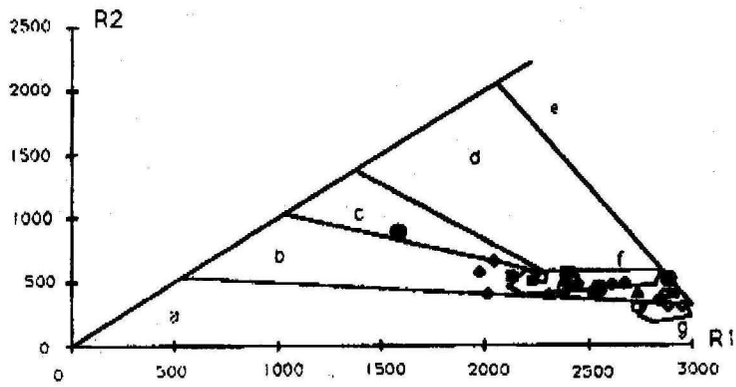


Figura 4. Diagrma multicationico R1–R2 com divisões tecto-magmáticas de PITCHER (1992) segundo BATECHELOR & BOWDEN (1983) a) narogênico; b) tardi-orogênico; c) pós-colisional; d) précolisional; e) fracionados do manto; f) sincolisional e g) pós-orogênico.

CARACTERÍSTICAS PETROGENÉTICAS DE UMA CROSTA COM 3,3 GA NA PARTE NORTE DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO

Ivo Figueirôa
Edilton José dos Santos[1]

A parte norte do Cráton do São Francisco é constituída por grandes extensões de ortognaisses, migmatitos e supracrustais vulcano-sedimentares, as quais são cortadas por granitóides transamazônicos e por um enxame de diques máficos pré-Sistema Riacho do Pontal (FIGUEIRÔA, 1990; Leite, 1990). Dentre os ortognaisses destacam-se tipos leucocráticos de composição desde tonalítica até granítica (Fig. 1), com características similares aos de muitos terrenos trondhjemíticos arqueanos do mundo (BARKER, 1979). Sua fábrica estrutural é dominada por uma foliação planar de mergulho suave, às vezes realçada por um bandamento composicional, produzido por intercalações metabasíticas. Zonas de cisalhamento transcorrente posteriores, às quais se associam granitos de 1,9 a 2,0 GA, são compatíveis com uma idade arqueana para essas rochas.

São comumente associadas a metabasitos dioríticos ou gabróides e, em alguns locais, ocorrem fácies anortosíticos, indicando a bimodalidade composicional dessa suíte. Observa-se a presença de intercalações calciosilicóticas, tendo sido encontrados xenólitos de supracrustais de um complexo vulcano-sedimentar, provável equivalente do Complexo Rio Salitre. Microscopicamente esses gnaisses apresentam textura heterogranoblástica granular orientada e pouco deformada, com predominância de plagioclásio em cristais anedrais, quartzo em agregados granoblásticos, tendendo a lenticulares e microclina intersticial, em menor proporção. O raro máfico é biotita, por vezes associada a muscovita e epidoto, ocorrendo ainda hornblenda, apatita, titanita, opacos, zircão, alanita e granada. A composição modal desses ortognaisses mostra uma incidência maior no campo dos granodioritos e tonalitos, mas são comuns também tipos leucograníticos. Do ponto de vista normativo, as amostras analisadas são dominantemente leucogranitos, com trondhjemitos em menor proporção (Fig. 2). O padrão primitivo dessas rochas pode ser observado nas baixas razões K/Rb, Rb/Sr e Rb/Ba (WHALEN et al, 1987), mas a dominância de biotita e presença eventual de muscovita entre os máficos denunciam um enriquecimento em K, proveniente seja de um envolvimento crustal, seja de processos metassomáticos; estes efeitos têm sido descritos em alguns terrenos tonalíticos-trondhjemíticos do mundo, como, por exemplo, nos gnaisses Uivak I e II, do Labrador (COLLERSON & BRIDGWATER, 1979). Isto, certamente, é responsável pela tendência cálcio-alcalina dessas rochas, como pode ser observado na figura 3. Apesar do caráter predominantemente peraluminoso (Fig. 4), trata-se de tipos de baixa alumina, o que pode sugerir uma fonte crustal oceânica e uma geração em temperaturas próximas do *solidus* com ausência de vapor a pressões inferiores a 8kb (Fig. 5), de acordo com os dados experimentais de RAPP et al (1991); essas primeiras evidências aproximam suas condições de formação da geoterma do Arqueano Médio (Fig. 6). Uma iscrona verdadeira Rb/Sr realizada em um leucogranito da região de Urais (SANTOS, 1990; FIGUEIRÔA, 1990) indicou uma idade de 3,3 GA, com razão inicial Sr 87/Sr 86 de 0,699, o que sugere um reduzido envolvimento crustal. Esses dados são comparáveis aos encontrados nos domos gnáisssicos Sete Voltas e Boa Vista-Mata Verde na região de Contendas-Mirante (MARINHO, SABATÉ & BARBOSA, 1992; NUTMAN & CORDANI, 1992), contrastando com os terrenos transamazônicos ou arqueanos fortemente retrabalhados encontrados à leste, que representam uma extensão do cinturão Curaçá-Juazeiro.

Referências

BARKER, F. 1979. Trondhjemites: definition, environment and hypotheses of origin. In: F. Barker (Editor), Trondhjemites, Dacites and Related Rocks. Elsevier, Amsterdam, pp. 1–12.

[1]CPRM – Recife Av. Beira Rio, 45 – Madalena Recife, PE 50610-100

COLLERSON, K.D. & BRIDGWATER, D. 1979. Metamorphic Development of early archean tonalitic and trondhjemitic gneisses: saglek area, Labrador. In: F. Barker (editor), Trondhjemites, Dacites and Related Rocks. Elsevier, Amsterdam, pp. 205–273.

FIGUEIRÔA, I. 1990. *Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil*: carta geológica, carta metalogenética/previsional — Escala 1:100.000 (Folha SC.24-V-C-III Petrolina) Estados Pernambuco/Bahia. Brasília, DNPM/CPRM, 108 p. ilust., 2 mapas.

LEITE, E. 1990. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil*: carta geológica, carta metalogenética/previsional — Escala 1:100.000 (Folha SC.24-V-D-I Itamotinga) Estados Pernambuco/Bahia. Brasília, DNPM/CPRM, p., 2 mapas.

MARINHO, M.M. et al. 1992. Geochronology of the Jequié-Itabuna granulitic belt and of the Contendas-Mirante volcano-sedimentary belt. In: A.J. Pedreira (organized by). Petrologic and Geochronologic Evolution of the Oldest Segments of the São Francisco Craton, Brasil 1992. pp. 57–75.

NUTMAN, A.P. & CORDANI, U.G. 1992. Shrimp U–Pb zircon geochronology of archean gneisses and Contendas-Mirante metaconglomerate, São Francisco Craton. In: A.J. Pedreira (organized by), Petrologic and Geochronologic Evolution of the Oldest Segments of the São Francisco Craton, Brazil. pp. 77–84.

RAPP, R.P. et al. 1991. Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of archean trondhjemites and tonalites. In: Precambrian Research, 51. pp. 1–25.

SANTOS, C.A. 1990. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil*: carta geológica, carta metalogenética/previsional — escala 1:100.000 (Folha SC.24-V-A-VI Riacho do Caboclo) Estado de Pernambuco. Brasília, DNPM/CPRM, 113p. ilust., 2 mapas.

WHALEN, J. B. et al. A-Type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. In: Contrib. Mineral. Petrol. 95. 1987. pp. 407–419.

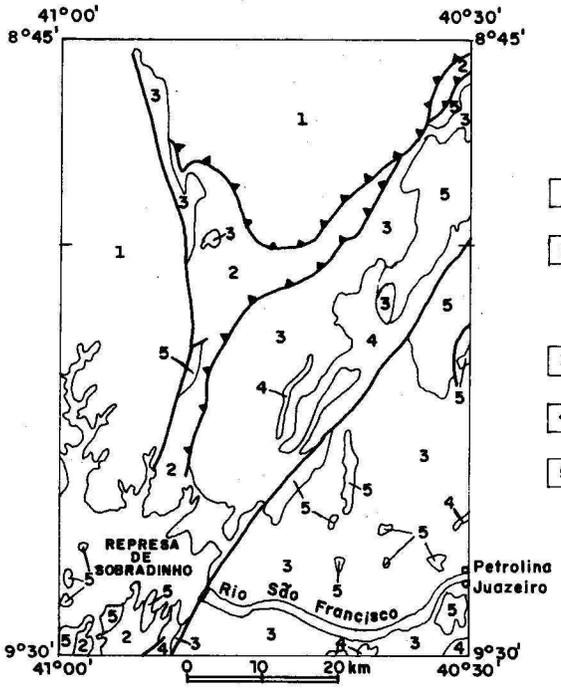


Figura 1.

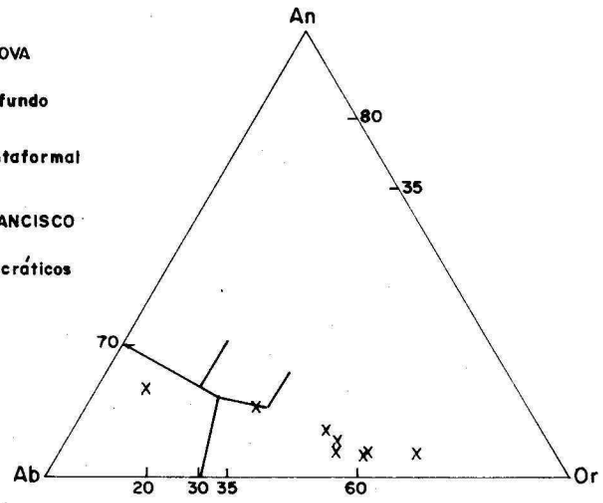


Figura 2. Diagrama normativa An–Ab–Or.

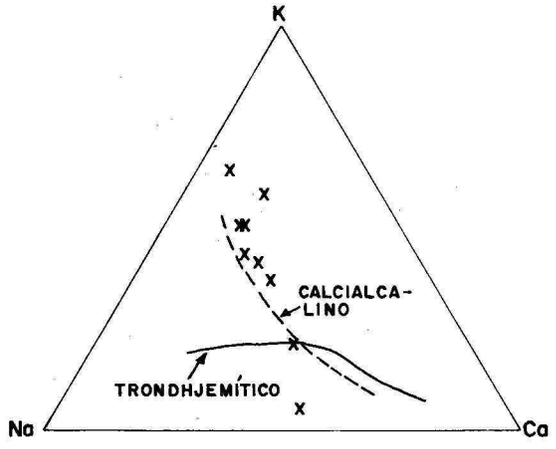


Figura 3. Diagrama K–Na–Ca (Barker & Arth — 1976)

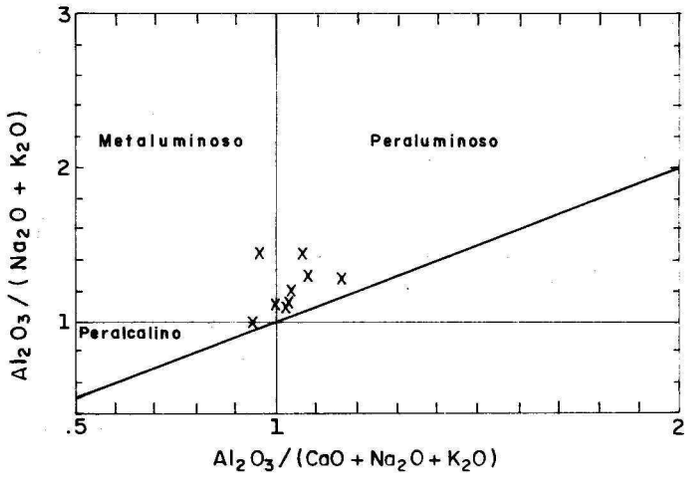


Figura 4. Diagrama de Maniar & Piccoli (1989)

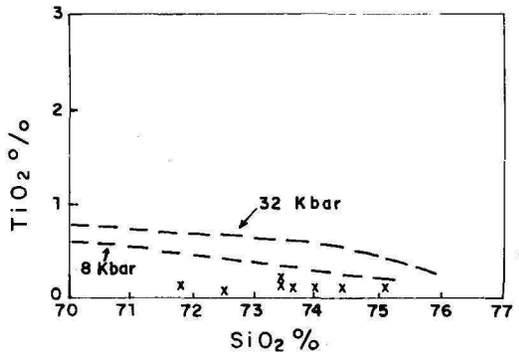


Figura 5. Diagrama $TiO_2 \times SiO_2$

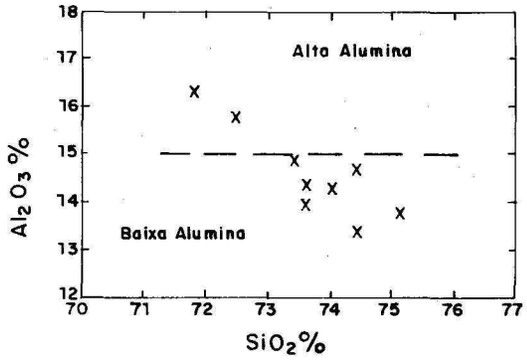


Figura 6. Diagrama $Al_2O_3 \times SiO_2$

ORTOGNAISSES DO CINTURÃO MÓVEL SALVADOR – CURAÇÁ NA REGIÃO DO MÉDIO SÃO FRANSCISCO

Ivo Figuerôa
Marinho Alves da Silva Filho[1]

A porção marginal do Cráton do São Francisco, na região em epígrafe, é caracterizada por núcleos antigos, arqueanos, aureolados por meta-sedimentos e meta-vulcânicas de composição variada que sofreram deformação e metamorfismo de alto grau.

Estas supracrustais, penetradas por diferentes rochas plutônicas, compõem um Cinturão de Dobramentos cuja arquitetura foi moldada em diferentes eventos tectono-magmáticos no final do Ciclo Transamazônico.

O propósito deste trabalho é caracterizar dois grandes grupos de ortognaisses e metagranitóides (Fig. 1), tanto do ponto de vista de suas peculiaridades macro descritivas (deformações, geometria, enclaves, relação com encaixantes, etc.) quanto em relação às suas assinaturas litoquímicas.

O primeiro agrupamento, associado à deformação tangencial das supracrustais, caracteriza-se por apresentar corpos polideformados, contendo foliações de baixo ângulo que, na maioria dos casos, já estão transpostas por foliações de alto ângulo associadas à tectônica transcorrente, posterior. Contem xenólitos de litótipos do Complexo Tanque Novo (micaxistos, meta-basitos calcissilicáticas, formações ferríferas, etc.). Estes ortognaisses são sin-tectônicos à primeira deformação do Complexo Tanque Novo.

O segundo grupo, congrega os granitóides que tiveram seu posicionamento ligado à deformação transcorrente. Estão condicionados por extensas zonas de cisalhamento com movimento dextral dominante. Este regime está impresso nestes granitóides através da formação de sigmóides de feldspato, entelhamento de cristais, lineação de estiramento de *rake* fraco, etc. Contém frequentes xenólitos de supracrustais (meta-básicas, meta-ultrabásicas e calssilicáticas) do Complexo Tanque Novo e de ortognaisses do embasamento arqueano.

Através de análises químicas de elementos maiores e traços e dos diagramas "A–Q–P" de DEBON & LE FORT (1983), alcalinidade de KUNO (1966), razão de alcalinidade de WRIGHT, (1969), minerais característicos de DEBON & LE FORT, (1983), TAKAHASHI *et al.*, (1980) CHAPPELL & WHITE, (1974) BATCHELOR & BOWDEN, (1985) STRECKEISEN & LE MAITRE (1979), tentou-se entender seu significado tectônico.

Os ortognaisses do primeiro grupo associado à deformação tangencial tem uma distribuição complexa nos vários diagramas usados para sua análise discriminatória.

Através do diagrama de DEBON & LE FORT, (1983) variam do campo dos granitos alcalinos aos tonalitos. O diagrama de KUNO (1966), por outro lado, mostra sua distribuição nos campos alcalino e cálcio-alcalino o mesmo acontecendo no diagrama de WRIGHT ($SiO_2 \times$ RA-Razão de alcalinidade).

Deste modo há compatibilidade entre sua composição e o grau de alcalinidade.

O diagrama de TAKAHASHI *et al.* (1980), que discrimina os campos dos granitóides dos tipos "I" e "S" de CHAPPELL & WHITE, (1974), mostra que se inserem no campo dos granitóides do "tipo I". Esta derivação de fonte ígnea é salientada pela sua composição mineralógica onde entram a hornblenda e a titanita e por minerais normativos como o diopsídio.

Alguns granitóides que se posicionam no campo "S" possuem simultaneamente coríndon, ilmenita, hornblenda, biotita e hiperstênio e, como hipótese, podem ser entendidos como granitóides que sofreram processo de contaminação crustal de material de origem sedimentar de modo similar ao preconizado por AGUE & BRIMHALL (1987).

A ambiência geotectônica de acordo com o diagrama de BATCHELOR & BOWDEN (1985) é controvertida (Fig. 2a). Plotam no campo dos granitos sincolisionais (maioria) e tardio-rogênicos. Este último posicionamento é descartado pois seguramente aí não se posicionam, dada as suas relações de campo. Porém algumas amostras situam-se no campo pré-colisionais.

[1]CPRM – Recife Av. Beira Rio, 45, Madalena Recife, Pe 50610–100

Utilizando-se diagrama com elementos imóveis novamente aparecem no campo sincolisional, mas também no campo dos arcos vulcânicos.

Apesar das incertezas, e como hipótese, admite-se que estes granitóides em parte são anorogênicos devido sua alta alcalinidade e, em parte devem ter sido gerados em arcos magmáticos, no caso dos granitóides cálcio-alcalinos.

O segundo grupo de granitóides têm idades variando entre 2056 ± 113 Ma. e 1848 ± 19 Ma.

Plotando o resultado das análises no diagrama de DEBON & LE FORT (1983) caem no campo dos granitos, adamelitos e granodioritos enquanto o diagrama de STRECKEISEN & LE MAITRE (1979) mostra termos alcalinos.

O diagrama de DEBON & LE FORT (1983), discrimina duas linhagens sendo uma metaluminosa e outra pré-luminosa.

Segundo o diagrama de TAKAHASHI *et al.*, (1980) a maioria situa-se no campo dos granitóides do tipo "S" compatíveis com as razões iniciais de "Sr" dos diagramas isocrônicos.

Quanto ao ambiente geotectônico, o diagrama de BATCHELOR & BOWDEN (1985), indica o domínio de granitóides tardi-orogênicos sobre os sincolisionais (Fig. 2b).

A análise dos vários diagramas destes granitóides sugere que se tratam de granitos colisionais (peraluminosos e do "tipo S"), enquanto que aqueles alcalinos são tardiorogênicos. Embora não se conheça o posicionamento destas suites em relação ao orógeno como um todo admite-se que elas podem retratar o desenvolvimento de todos seus estágios: O estágio de implantação com os granitóides alcalinos; a formação de um arco magmático com os granitóides cálcio-alcalinos; os granitóides do tipo "S" dos tempos colisionais e, novamente, os alcalinos na época tardi a pós orogênica.

Referências

AGUE, J.J. & BRIMHALL, G.H. 1987. Granites of the batholiths of California: products of local assimilation and regional — scale crustal contamination. *Geology*, 15: 63–66, jan..

BATCHELOR, R.A. & BOWDEN, P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters. *Che. Geology*. Amsterdam, 48: 43–55,.

CHAPPELL, B.W. & WHITE, A.J.R. Two contrasting granite types. *Pacific Geol.* 8: 173–174, 1974.

DEBON, F. & LE FORT, P. 1983. A Chemical mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transaction of the Royal Society of Edinburg: Earth Sciences*, 73: 135–149,.

FIGUEIRÔA, I. 1989. *Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil*: carta geológica, carta metalogenética/previsional-Escala 1:100.000 (Folha SC.24–V–C–III Petrolina) Estados de Pernambuco/Bahia. Brasília, DNPM/CPRM, p. 2 mapas.

KUNO, H. Differentiation of basalt magmas. IN: HESS, H.H. & POLDERVAART, A. 1968. The Poldervaart treatise on rocks of basaltic composicion. s.d. s.l. v.2 p.625–688.

LEITE, E. 1989. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil*: carta geológica, carta metalogenética/previsional — Escala 1:100.000 (Folha SC.24–V–D–I Itamotinga) Estados Pernambuco/Bahia. Brasília, DNPM/CPRM, p.2 mapas. MENDES, V.A. 1988. *Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil*: carta geológica, carta metalogenética/previsional — Escala 1:100.000 (Folha SC.24–V–B–IV Cristália) Estado de Pernambuco. Brasília, DNPM/CPRM, p. 2 mapas.

STRECKEISEN, A. & LE MAITRE, R.W. 1979. A chemical approximation to the model QAPF classification of the igneous rocks. *Neves Jabrbuch for mineralogie Abbandligen*, 138: 169–206..

TAKAHASHI, M: ARAMAKI, S: ISHIHARA, S. 1980. Magnetite-series/ilmenite-series vs. I-type/S-type granitoids. In: ISHIHARA, S & TAKENOUCHI, S. eds. *Granitic magmatism and related mineralization*. Tokyo, Soc. Mining. Geologist of Japan, (Mining Geology Special Issue,8). p. 13–28.

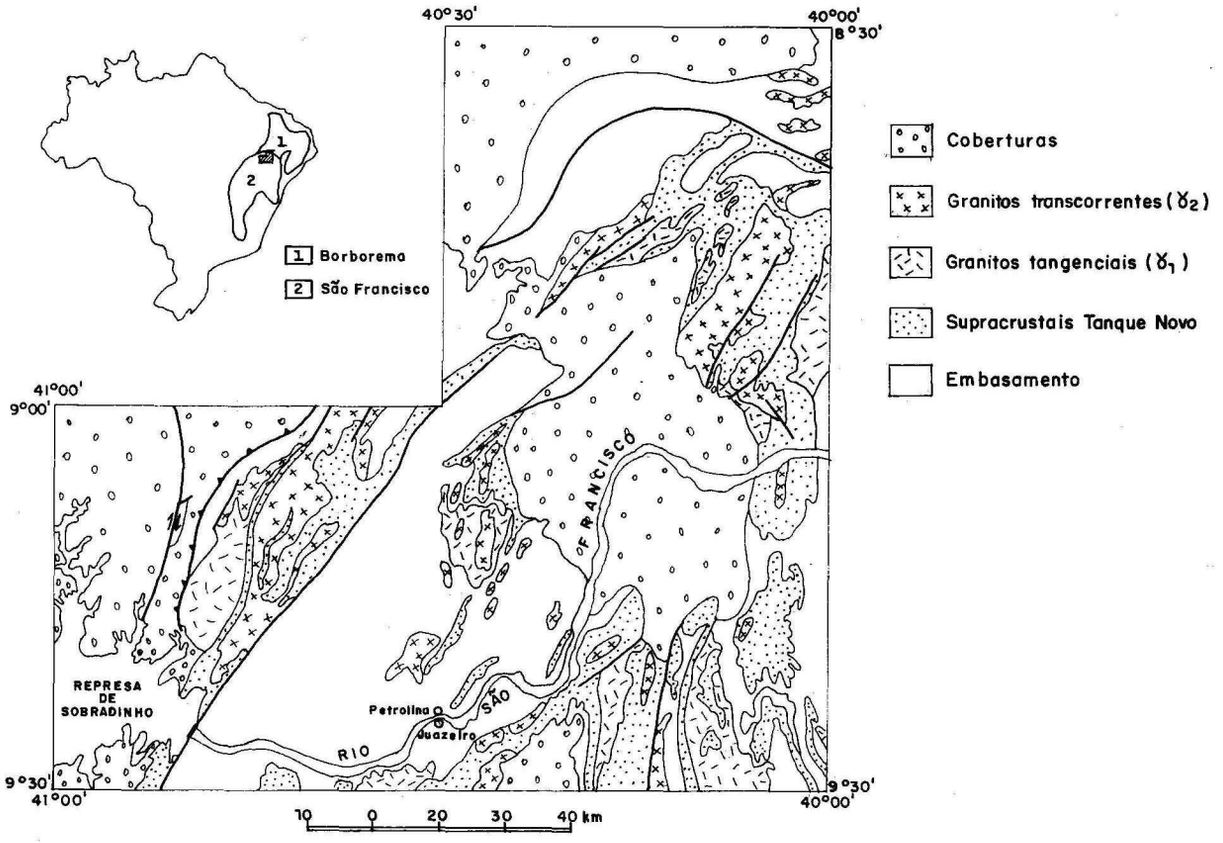


Figura 1.

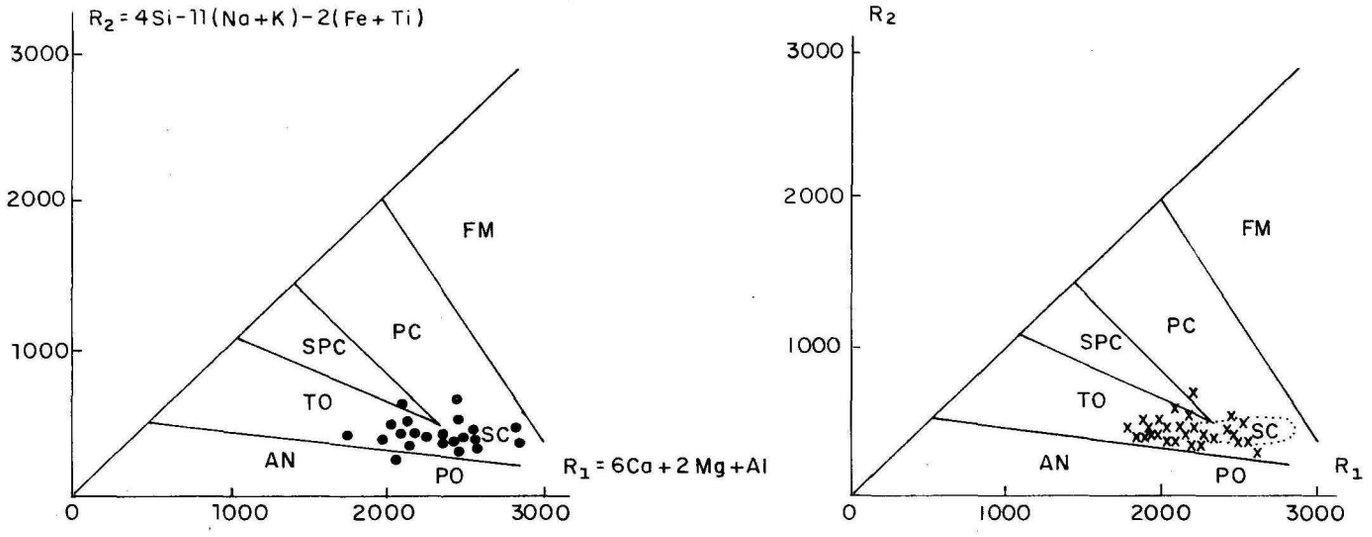


Figura 2. Diagrama de Batchelor & Bowden (1985) para os ortognaisses tangenciais (2a) e transcorrentes (2b).

MACIÇO SIENÍTICO GNÁISSICO DE SÃO FÉLIX: ASPECTOS PETROGRÁFICOS E ESTRUTURAIS

Maria de Lourdes da Silva Rosa[1]
Herbet Conceição[2]

1. Introdução.

No final da década de oitenta, durante estudos das rochas granulíticas ao sul do Cinturão Móvel Salvador-Curaçá (CMSC), BARBOSA, J.F.B. cartografou pela primeira vez o maciço em apreço. CONCEIÇÃO (1990) denominou-o de São Félix e publicou os primeiros dados sobre o plutão. A importância dessa descoberta está no fato desse maciço estender mais para o sul, a linha das rochas sieníticas que ocorrem nesse cinturão, representadas pelo maciço de Itiúba (norte), filões sieníticos potássicos de Gavião-Ipirá (centro) e o sienito de Santanápolis (sudeste).

2. Contexto Geológico.

O corpo sienítico de São Félix está localizado no extremo sul do CMSC, mais precisamente no centro leste do Estado da Bahia (Fig. 1–A), na região compreendida entre as cidades de São Félix e Maragojipe. Este plutão, com 32 km^2, é o menor maciço do CMSC apresentando uma forma sigmoidal (Fig 1–B), alongada segundo o *trend* N–S, e extensão de aproximadamente 20 km.

As encaixantes de alto grau, segundo AILLON (1992), são gnaisses–granulíticos com termos básicos e ácidos intercalados, pertencentes ao domínio da Costa Atlântica (BARBOSA, 1986) ou Cinturão Móvel da Costa Atlântica (MASCARENHAS, 1979). Os dados termobarométricos destas rochas indicam metamorfismo de alta temperatura (800–850°C) e média pressão (5–6 kbar). Posteriormente estas rochas foram metamorfisadas à altura das condições anfibolíticas, que desequilibrou as paragêneses pretéritas.

O aspecto bandado dos granulitos, com intercalações centimétricas a métricas dos termos básicos à hornblenda de coloração esverdeada, com os termos ácidos quartzo-feldspáticos de coloração cinza-esbranquiçada, são típicos da região. Entretanto, localmente, o conjunto encontra-se bastante alterado, e os seus níveis félsicos apresentam uma coloração rósea-avermelhada, podendo ser confundidos com as rochas sieníticas. Estas bandas apresentam uma orientação preferencial N–S, com atitudes oscilando N 340°–020°/60°–85° W, similares ao sienito. Os contatos com o plutão são principalmente do tipo tectônico (fraturas e falhas) e, por vezes, mascarados pelas semelhanças entre as rochas. Estas similaridades plutão/encaixante nos leva a pensar em um mesmo episódio de gnaissificação para o maciço e a encaixante, de forma que este evento estaria limitado no tempo a uma idade mínima associada à colocação do plutão.

3. Estruturação Interna.

A estruturação interna do maciço de São Félix se"amolda" à sua forma sigmoidal, concordando com a direção da foliação principal (Fp). Tal feição pode ser observada nas fotografias aéreas e imagens de radar, sendo realçada pela acomodação da foliação das rochas do embasamento, notadamente a oeste, e ratificada pelos dados observados em campo. A Fp tem orientação N 160°–180°/ 50°–80° W e imprime, nestas rochas, uma estrutura gnáissica. O grau de plasticidade observado é indicativo de condições mesozonais, segundo os critérios de SIBSON (1977). Na parte sudeste do plutão, a Fp apresenta inversão de mergulho para leste, podendo estar associada a basculhamentos oriundos da atividade da falha de Maragojipe. Nesta região, os efeitos da tectônica frágil, de idade cretácea, materializam-se nas rochas sieníticas pelo desenvolvimento de texturas protoclásticas, onde as paragêneses originais desequilibraram-se em favor

[1]Curso de Pós-Graduação em Geoloogia-UFBA
[2]Curso de Pós-Graduação em Geologia / PPPG–UFBA

de uma paragênese a albita, epidoto, clorita e hematita, provavelmente associada a percolações de fluidos.

No maciço também são freqüentes zonas de cisalhamento, que apresentam, preferencialmente, um sentido de movimento sinistral, observado pelo retrabalhamento da estrutura gnáissica. A expressão do cisalhamento ocorre em escalas variáveis, desde centimétricas a métricas. Em alguns afloramentos, a sua intensidade foi tamanha que segregou o sienito ao ponto de "transformá-lo" em um gnaisse bandado e, em outros locais, originou dobras apertadas sigmoidais, por deslocamento de blocos conjugados. Reativações de zonas de falhas tardias desenvolveram faixas de pseudotaquilitos que chegam a alcançar 10 cm.

O estudo dos porfiroclástos de feldspato alcalinos pertíticos, com geometria do tipo "bolacha", alinhados subhorizontalmente a 175/9°, indica dominância do movimento transcorrente. Todavia, os cristais com geometria sigmas e deltas denotam ao cisalhamento uma cinemática sinistral.

4. Petrografia.

Macroscopicamente, o sienito apresenta-se leucocrático, porfirítico, com coloração rósea-avermelhada, granulação média a fina, composição sienítica e textura gnáissica/milonítica. A mineralogia essencial é composta por feldspato alcalino pertítico, clinopiroxênio e plagioclásio; secundariamente ocorrem quartzo, anfibólio e microclina; e como acessórios, têm-se opacos, esfeno, apatita e zircão. Faciologicamente, o sienito pode ser divido em três conjuntos, (i) sienito máfico a anfibólio e clinopiroxênio, com níveis que variam de 0,1–1,0m (6% dos afloramentos); (ii)sienito porfirítico, com cerca de 4–10% de porfiroclástos de feldspato alcalino, alcançando 7cm (9% dos afloramentos); (iii) sienito gnáissico, predominantemente leucocrático, com bandas centimétricas (85% dos afloramentos). O mapeamento das faciologias é inviável no maciço, visto que todas as fácies podem ocorrer, concomitantemente, em um mesmo afloramento.

Quando comparado a outros maciços sieníticos do CMSC, o de São Félix destaca-se pela pobreza em filões e enclaves. Esta ausência pode refletir o grau de achatamento a que estas rochas foram submetidas e que, associado à transcorrência, poderiam transpo-los fortemente a um nível concordante com a estrutura gnáissica observada. Os poucos filões sieníticos e graníticos presentes não atingem a espessura de 15 cm. Eles se concentram nas fácies mais deformadas truncando a estrutura gnáissica e são afetados por algumas zonas de cisalhamento tardias. Outrossim, são rochas hololeucocráticas constituídas por feldspatos alcalinos pertíticos, tendo como acessórios grandes cristais de anfibólio edenítico, poiquilítico e plagioclásio. O caráter *hipersolvus* dos filões pode refletir, ao contrário de condições anidras, a natureza fortemente potássica dos fluidos tardios que se alojaram nas fraturas distensivas.

Avaliando, conjuntamente, os dados obtidos neste trabalho, a colocação deste maciço ocorreu, provavelmente, em condições mesozonais (fácies anfibolito). Sua forma sigmoidal associada a geometria de Fp e a forma dos porfiroclástos de feldspato alcalino pertítico, nos permite supor uma estrutura controlada por uma cinemática sinistral, condicionada ao regime transtensivo. Tais características são reportadas ao Transamazônico, em outros plutões sieníticos do CMSC (CONCEIÇÃO, 1990; CONCEIÇÃO *et al.* 1991, 1993). Com base nestes dados, a idade Rb/Sr de 1.7 Ga para este plutão (AILLON, 1992) não deve refletir a idade da intrusão mas, provavelmente, as últimas reativações no maciço que foram acompanhadas por percolações de fluidos.

Neste contexto, o plutão de São Félix é o representante extremo sul da linha de sienitos do CMSC que, segundo CONCEIÇÃO *et al.* (1989), cimenta a geossutura responsável pela ascensão do magmatismo sienítico metaluminoso-potássico Transamazônico.

Agradecimentos:. Esta pesquisa vem sendo desenvolvida no contexto do projeto Cráton de São Francisco (PADCT) e com a cooperação da Companhia Bahiana de Pesquisa Mineral (CBPM).

Referências

AILLON, M.P. 1992. Dissertação de Mestrado, CPGG–UFBA, 165p.
BARBOSA, J.S.F. 1986. Tese de Dout. Univ. Paris VI, 401p.

CONCEIÇÃO, H.; SABATÉ, P.; ALONSO, M.D.; BONIN, B. 1989. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 309, série II, p.403–408.

CONCEIÇÃO, H. 1990. Tese de Dout. Univ. Paris-Sud, Centre dOrsay-France, 393p.

CONCEIÇÃO, H.; BARBOSA, J.F.S.; AILLON, M.P. 1991. 3ºCong. Bras. Geoq. Ext.Abs. v.1, p.134–138.

CONCEIÇÃO, R. V.; LAFON, J. M.; CONCEIÇÃO, H. 1993. II Simp. do Craton do São Francisco, (sujeito a apreciação).

MASCARENHAS, J.F. 1979. Geol. e Rec. Min. do Estado da Bahia, textos básicos. SME/CPM, v.2, p. 57–165.

SIBSON, R.H. 1977. Jour. Geol. Soc. Lond. 133, p.191–213.

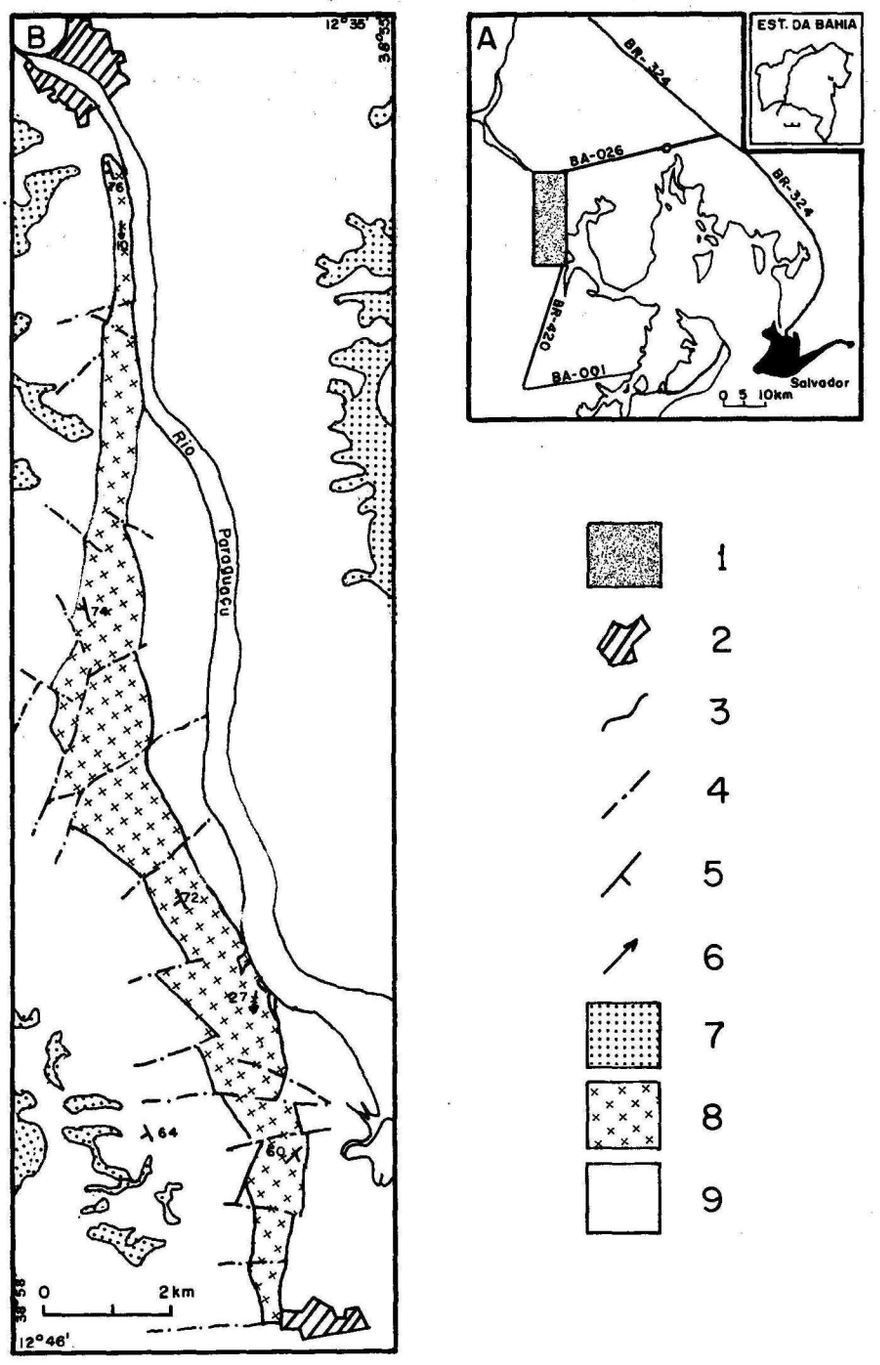


Figura 1. Mapa de Localização (A); Mapa Geológico Simplificado da Região (B); área de Estudo (1); Cidade (2); Contatos Geológicos (3); Falhas/Fraturas (4); Atitude (5); Lineação (6); Cobertura (7); Sienito (8); Granulito (9).

FIELD EVIDENCES FOR THE SYNKINEMATIC EMPLACEMENT OF THE CARAIBA HYPERSTHENITES, BAHIA – BRAZIL

Elson P. Oliveira
Carla M.M. Lacerda[1]

Two time-dependent models have been proposed for the emplacement of the early Proterozoic Caraíba Norite-Hypersthenite Complex, the second largest copper sulphide repository of Brazil.

On petrographic, geochemical and structural data one side (*e.g.* LINDENMAYER 1981, SILVA 1985) argues that the complex is composed of differentiated (possibly layered) tholeiitic sills with the rock sequence peridotite-hypersthenite-melanorite-norite-gabbro. These bodies are thought to have intruded supracrustal rocks and subsequently been deformed and metamorphosed during two main, NS-trending coaxial deformation events (current opinion of the Caraíba Mining staff), the first under amphibolite to granulite facies conditions and the second retrogressive to amphibolite grade. Tonalitic to granodioritic bodies and granitic, leucogranitic to syenitic sheets are associated with the first and third deformational events respectvely, referred to above.

On the other hand OLIVEIRA (1990a,b), based on hypersthenite offshoots in country-rock granulites and gneisses, hypersthenite and norite dykes and breccias, as well as on mutual intrusion of norite and hypersthenite, suggested that the Caraíba Complex is a build-up of multiple injections of norite and hypesthenite dykes and veins (possibly also pipes), and that these rocks intruded already deformed and metamorphosed country-rock gneisses, most likely during the latest and most prominent deformational event. Peridotites and amphibolised gabbronorites are xenoliths captured by the magma from deeper levels in the crust and not from nearby country-rocks.

New field observations on chalcopyrite-bearing hypersthenite dykes from the southern part of the Caraíba open pit clearly indicate that the latter model is very plausible. The evidences in favour of the synkinematic emplacement of the Caraíba hypersthenites are listed below.

1) Bench 395–South: Drag folds in country-rock migmatitic gneiss indicate that an undeformed, steeply dipping hypersthenite dyke (NS/81°W) intruded the former along a right sense transtensional shear zone (Fig. 1a, view to south).
2) Bench 410–South: A set of narrow and parallel hypersthenite dykes cut across the steep foliation (N10°W/72°WSW) of a migmatitic gneiss, whereas another set, conformable interleaved in the gneiss, has been boudinaged and broken apart, sometimes clearly showing a sigmoidal shape (as well as drag folds in the host gneiss) indicative of a dextral sense of motion (view to south). These features (Fig. 1b) suggest that the intrusion of the two dyke sets has been controlled also by dextral simple shearing movements, whereby the first set appears to have filled the space opened by extensional faults, and the second oriented along synthetic P fractures of a conjugated pair of noncoaxial shear;
3) Bench 395–South: A transposed hypersthenite dyke, over a metre thick, displays a sigmoidal shape (Fig. 1c); Slickensides along its bottom-left contact with host migmatitic gneiss indicate a dextral motion — the top-left (eastern) contact is also marked by an inverse fault (N30°E/60°SE). These features demonstrate that deformation was effective after dyke intrusion.
4) Bench 410–South: Another evidence of concurrent dyking and deformation is given by a centimetre-thick hypersthenite dyke, possibly a branch of a thicker and adjacent one; That dyke crosscuts the migmatitic gneiss foliation (Fig.1d) and was subsequently transposed along the gneiss foliation. The adjacent dyke is nearly conformable in the host gneiss and shows antithetic slip on fracture planes suggesting a dextral displacement.

[1] Departamento de Metalogenese, IG-UNICAMP, Campinas, 13081–970 Brazil

Other field relationships and geochronological data provide additional evidences of the synkinematic emplacement of the Caraíba hypersthenites, such as:

1) No leucogranite whatsoever has been observed crosscutting the copper-bearing norite and hypersthenite. In addition to regional younger quartz veins and basic dykes, greenish — to whithish grey pegmatites are the only rock-type intrusive into the hypersthenites or other mineralised rock; On bench 305–Centre one of such pegmatites intruded a garnet-granulite along a sinistral extention fault (view to north) as indicated by drag folds in the country-rock;
2) Sulphides and oxides underwent remobilisation and metamorphic reequilibrium down to greenschist grade (ongoing study). Their vein distribution in the open pit appears to have been governed by sinistral shearing as suggested by ROCHA (1987);
3) Mineral separates from a coarse-grained hypersthenite dyke yield a Sm–Nd mineral isochron of 1890 ± 60 Ma (OLIVEIRA, 1990b) which is remarkably similar to tardi-transcurrence granites (1889 ± 64 Ma) reported by PADILHA & MELO (1991) in the Salvador-Curaca Orogen further to the south of the Caraíba area.

Finally, our current ideas about rock-types, emplacement and evolution of the Caraíba Norite-Hypersthenite Complex can be summarised as follow.

(i) The complex is composed mostly of norites and hypersthenites with peridotite and gabbronorite as xenoliths; Modal layering is very rare and restricted to the centimetre scale. (ii) The hypersthenites are one of the youngest intrusive rocks; judging from their field occurrence as irregular dyke, vein or breccia matrix most of them are likely to have been liquids. (iii) The field evidences indicate that the complex is younger than most high-grade country-rocks such as supracrustals, banded gneisses, tonalitic orthogneisses, or garnet — and pyroxene granulites; It may be coeval with the youngest granitic to syenitic sheets. (iv) The structural features described here suggest that the Caraíba rocks may have their emplacement controlled by a regional left-sense strike-slip shear belt with a compressional component (transpression) that reached senility in the waning stage of evolution of the early Proterozoic Salvador-Curaca Orogen. In opposition to the folding interference-related model proposed by SILVA (1985) we wonder if the SILVA's mushroom-like shape of the Caraíba body is not a giant and complex sigmoid resulting from magma intrusion during a single and continuous left-lateral oblique-slip deformation event.

Lastly, taking into account the irregular shape of the Caraíba rocks, and of their counterparts elsewhere (*e.g.* OKIEP district of South Africa — LOMBAARD *et al.*, 1986) then the model put forward here may have important implications to ore reserve evaluation and prospecting for new deposits in the Caraíba region.

Acknowledgements: The Caraíba Mining Ltd. is gratefully acknowledged for field support.

References

LINDENMAYER, Z.G. 1981. Evolução geológica do Vale do Rio Curaçá e dos corpos máfico-ultramáficos mineralizados a cobre. In: H.A.V.INDA, M.M.MARINHO & F.B.DUARTE (orgs.) Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia. Textos Básicos, vol.4: 72–110.

LOMBAARD, A.F. & EXPLORATION DEPARTMENT STAFF OF THE O'OKIEP COPPER COMPANY LTD. 1986. The copper deposits of the Okiep district, Namaqualand. In: ANHAEUSSER, C.R. & MASKE, S. (eds) Mineral deposits of southern Africa. Vols. I & II. Geol. Soc. S. Africa, pp. 1421–1445.

OLIVEIRA, E.P. 1990a. Novos conceitos sobre as rochas máfico-ultramáficas cupríferas da mina Caraíba, Bahia. Rev. Bras. Geociências, 19: 449–461.

OLIVEIRA, E.P. 1990b. Petrogenesis of mafic-ultramafic rocks from the Precambrian Curaçá terrane, Brazil. PhD thesis, University of Leicester, U.K., 287 p.

PADILHA, A.V. & MELO, R.C. 1991. Evolução Geológica. In: MELO, R.C. (Org.) Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Pintadas — Folha SC.24-YD-V Estado da Bahia. DNPM/CPRM, p. 129–157.

ROCHA, W.J.S. 1987. Controles da mineralização de cobre no depósito Caraíba. 1ºSimpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Universidade Federal da Bahia, Salvador. Boletim de Resumos, p. 77–79.

SILVA, L.J.H.D. 1985. Geologia e controle estrutural do depósito cuprífero de Caraíba, Vale do Curaçá - Bahia. IN: P.V.S.V.SA & F.B. DUARTE (orgs.) Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia. Textos Básicos, Vol.6º: 51–136.

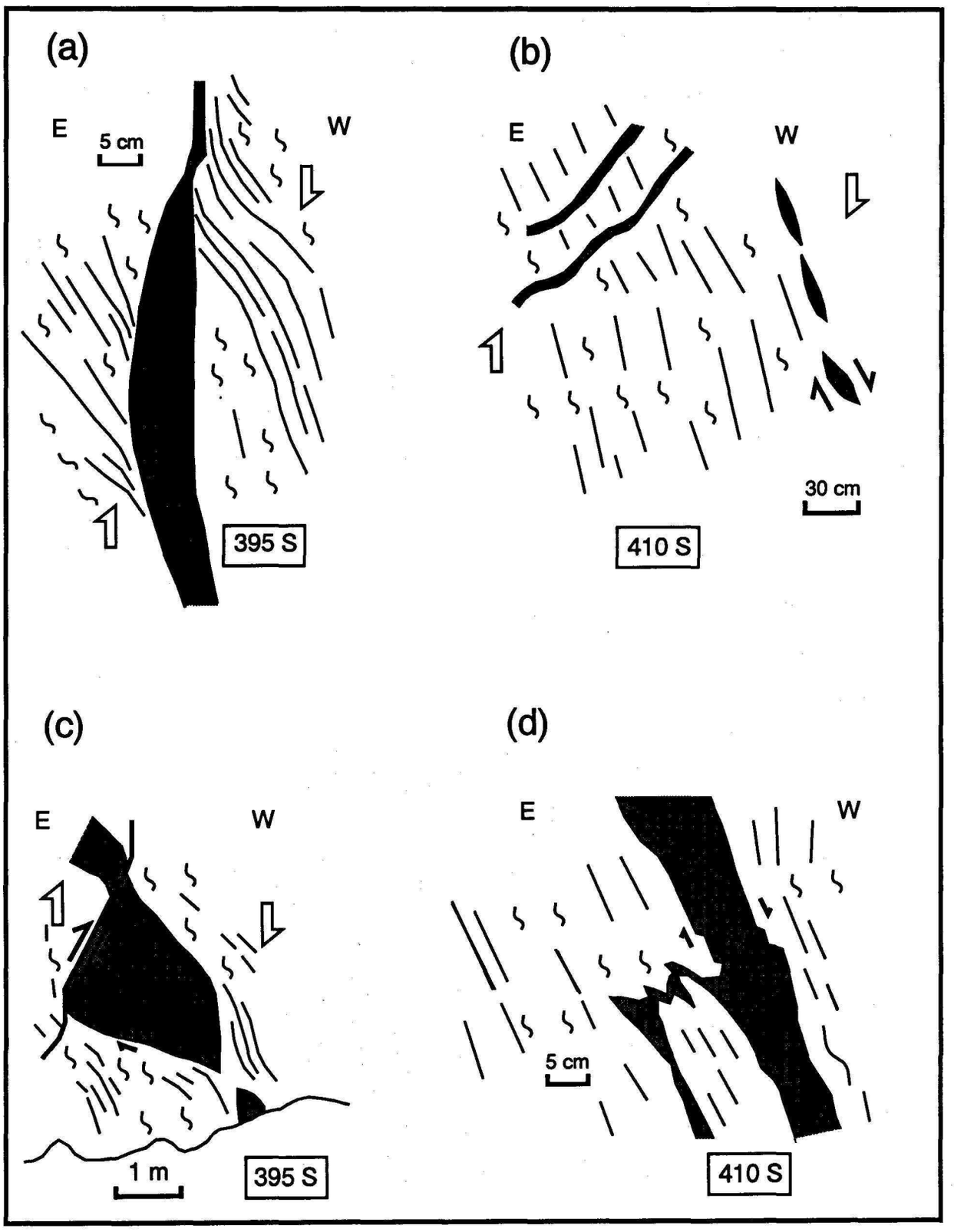


Figura 1. Evidence of hypersthenite emplacement controlled by shearing (a and b); Concurrent dyking and deformation (c and d). View to south. Grey = hypersthenite; Sub-parallel lines = foliation of migmatitic gneiss.

GRANITÓIDES PRECAMBRIANOS DA REGIÃO DE MOEDA E BELO VALE — COMPLEXO MOEDA (QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MG)

Marilusa P. C. Lacerda[1]
José Marques Correia Neves[2]
Essäid Bilal[3]

1. Introdução.

No sul do cráton São Francisco, na região central de Minas Gerais, localiza-se o Quadrilátero Ferrífero, compreendido por três grandes unidades geológicas.: Complexos granito-gnáissicos arqueanos e proterozóicos, Supergrupo Rio das Velhas (Sequência *greenstone-belt* arqueana) e Supergrupo Minas (Sequência metassedimentar proterozóica). HERZ (1970) relacionou os complexos granito-gnáissicos, subdividindo-os de acordo com características petrográficas, litoquímicas, e geocronológicas. Mais recentemente, alguns trabalhos vêm sendo realizados em porções do Quadrilátero Ferrífero, com enfoque para os complexos granito-gnáissicos (CARNEIRO, 1991, MACHADO & CARNEIRO, 1991; MACHADO *et al.*, 1989b) fornecendo informações para a interpretação da evolução crustal da região.

2. Complexo Moeda.

Representa o complexo granito-gnáissico localizado na borda oeste da Serra da Moeda (Quadrilátero Ferrífero, MG), segundo HERZ (1970). A área estudada situa-se entre os municípios de Moeda e Belo Vale, MG. Apresenta-se constituída por gerações de rochas ígneas e metamórficas mostrando relações complexas de associações. Além da complexidade em termos de evolução das unidades litológicas, acrescentam-se fases deformativas relacionadas ao arcabouço estrutural da região.

Estudos realizados na área, com a integração de relações de campo, análises petrográficas e litoquímicas, possibilitaram a caracterização de unidades litológicas agrupadas em grandes domínios de ocorrência:

3. Domínio I.

Predominam granitóides de granulação grossa (grg), isotrópicos a levemente orientados segundo NNW, geralmente apresentando textura porfirítica (grg/k). Os pórfiros são de feldspato potássico, euédricos a subédricos, mostrando disposição aleatória a discretamente orientada concordantemente. Podem apresentar feições deformativas heterogêneas, com variações texturais, passando à rochas com foliação milonítica, podendo caracterizar Augen-gnaisses (agn). Pela composição modal estimada, correspondem a granitos. São observadas associações destes granitos com litologias do Domínio II. Podem-se individualizar porções do Domínio II dentro dos granitos do Domínio I, não estando, porém, ainda completamente esclarecidas as relações genéticas entre as litologias dos dois Domínios.

4. Domínio II.

Predominam granitóides de granulação média a fina (grm), isotrópicos a discretamente orientados segundo NNW, localmente apresentando textura porfirítica (grm/k) menos desenvolvida que nas litologias do Domínio I. Associam-se granito-gnaisses (gnf) de granulação fina a média, foliação bem desenvolvida segundo NNW, às vezes com padrão anastomosado e com clastos milimétricos de feldspato potássico alongados segundo esta foliação. Pela composição modal estimada, definem-se como granodioritos. São observadas associações mais restritas com litologias do Domínio I, também de relações complexas.

[1]Cia. Mineradora de Minas Gerais — COMIG
[2]Instituto de Geociências — UFMG
[3]École Nationale des Mines de Saint-Etienne, França

5. Domínio III.

Associação granito-gnáissica migmatítica (mig). Os tipos petrográficos desta associação apresentam estrutura nebulítica predominante e pela composição modal estimada, correspondem a granodioritos-tonalitos. Caracterizam-se porções anatéticas isotrópicas, de composição modal estimada granítica, de granulação média a grossa, com cristais de magnetita. Estes anatexitos, à escala do trabalho, não são mapeáveis.

6. Feições estruturais principais.

A área apresenta zonas de cisalhamento dúcteis, de espessuras variáveis (centimétricas a hectométricas), de orientação preferencial NS, sub-paralelas ao contato tectônico com unidades supracrustais do Supergrupo Minas, na borda oeste da Serra da Moeda. Tais zonas de cisalhamento afetam as litologias dos três Domínios descritos, mostram padrão anastomosado a amendoado e são constituídas por rochas miloníticas (quartzo-sericita-xistos com ou sem feldspatos reliquiares) por vezes com associação de veios de quartzo e turmalina.

7. Considerações litoquímicas.

Corroborando os estudos petrográficos, nos diagramas de variação das figuras 1A e 1B, as litologias da área apresentam variação composicional de tonalítica a granítica, estabelecendo-se uma tendência de variação tonalito-granodiorito-adamelito-granito. Os tipos petrográficos do Domínio III situam-se nos campos tonalítico a granodiorítico. As litologias do Domínio II localizam-se nos campos granodiorítico a granítico, enquanto que as amostras relacionadas ao Domínio I concentram-se nos campos adamelítico a granítico.

No diagrama da figura 2, de discriminação da tipologia dos granitóides, as amostras do Domínio III definem um grupo de Granitóides do Tipo I (TiO_2/MgO = 3:1). As litologias dos Domínios I e II correspondem a Granitóides quer Cálcio-alcalinos (TiO_2/MgO = 2:1), quer do Tipo A (TiO_2/MgO = 1:1). Existem ainda, litologias específicas no Domínio I correspondentes a Granitóides Alcalinos (TiO_2/MgO = 0,5:1).

8. Considerações finais.

Com os dados disponíveis, pode-se apresentar as seguintes considerações preliminares para a evolução das rochas granito-gnáissicas do Complexo Moeda: (1) metamorfismo e migmatização originando litologias do Domínio III (composição tonalítica-granodiorítica, orto-derivadas: Tipo I), provavelmente o mais antigo da área. Orogenia de idade maior que 2.730 ± 30 Ma (datação U-Pb em unidade agn do Domínio I, MACHADO *et al.*, 1989b; (2) magmatismo plutônico calcio-alcalino, em condições anorogênicas (Tipo A) predominante, originando litologias dos Domínios I e II, possivelmente seguido de magmatismo plutônico alcalino localizado com idade aproximada de 2.730 ± 30 Ma (Machado *et al.*, op. cit); (3) cisalhamento dúctil com hidrotermalismo associado, afetando litologias dos três Domínios, relacionado à estruturação tectônica da região, de idade discutível.

Referências

BILAL, E. 1991. Etude de deux massifs de la province granitique stannifére de l'Etat de Goiás (Brésil) et des formations métassomatiques associées aux minéralisations en Sn et Be. Thése de Doctorat des Ecoles des Mines de Paris et de Saint-Etienne, 440 p. (inédita).

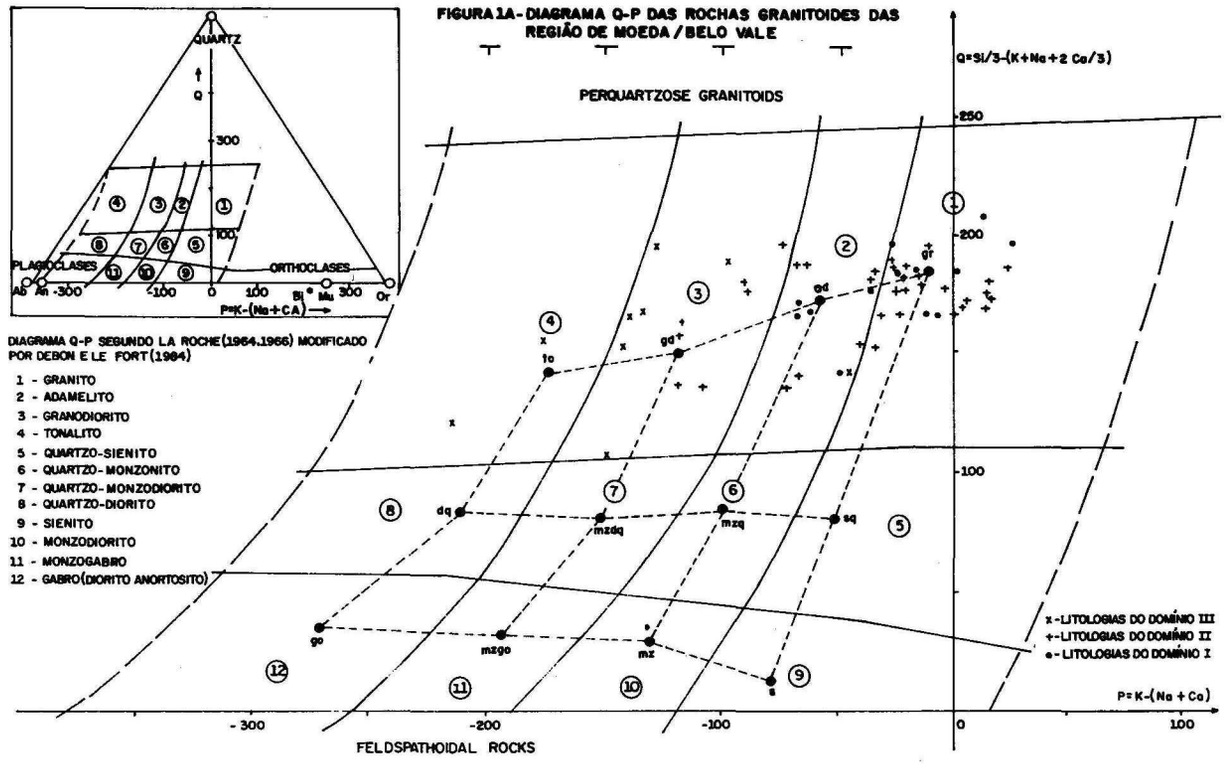
CARNEIRO, M.A. 1991. O Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional. Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 6, Ouro Preto, 1991. R. Esc. de Minas, Ouro Preto, 45 (1 e 2): 155–156, jan. jun. 1992.

HERZ, N. 1970. Gneissic and Igneous Rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. U.S. Geol. Survey Prof. Paper 641–C: 78 p.

MACHADO, N. & CARNEIRO, M.A. 1991. Um Significativo Evento Tectôno-Termal de 2,78 Ga no Quadrilátero Ferrífero: Evidências U/Pb a partir do Complexo Metamórfico Bonfim

Setentrional. Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 6, Ouro Preto, 1991. R. Esc. de Minas, Ouro Preto, 45 (1 e 2): 138–139, jan-jun. 1992.

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. Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 5 e Simpósio e Brasília, 1, Belo Horizonte, 1989, SBG, Núcleo de Minas Gerais, Boletim 10: 1–4.



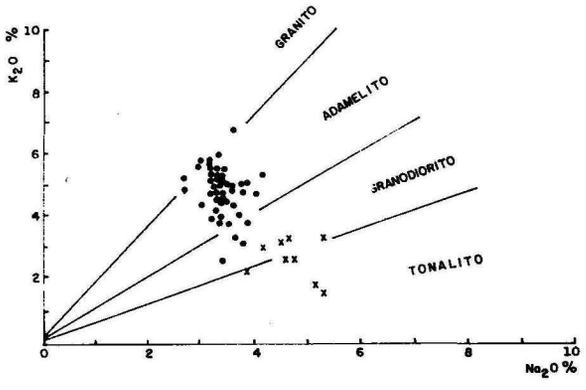


FIGURA 1B - DIAGRAMA K_2O (%) x Na_2O (%) DAS ROCHAS GRANITÓIDES DA REGIÃO DE MOEDA/BELO VALE (x = LITOLOGIAS DO DOMÍNIO III ; • = LITOLOGIAS DOS DOMÍNIOS I e II)

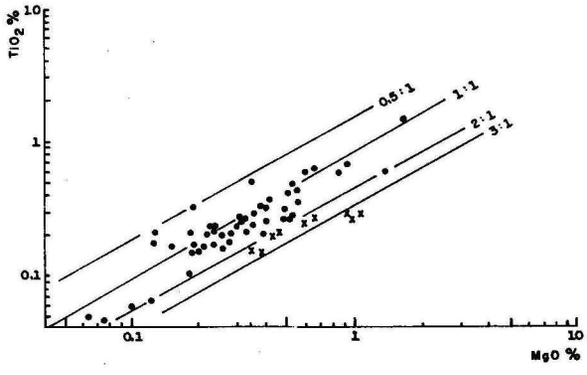


FIGURA 2 - DIAGRAMA TiO_2 (%) x MgO (%) DAS ROCHAS GRANITÓIDES DA REGIÃO DE MOEDA/BELO VALE (x = LITOLOGIAS DO DOMÍNIO III; • = LITOLOGIAS DOS DOMÍNIOS I e II)

CONSIDERAÇÕES SOBRE A ALTERAÇÃO HIDROTERMAL NAS ROCHAS GNÁISSICAS DO COMPLEXO DE CAETÉ NA ZONA DE CONTATO COM O GRUPO NOVA LIMA, QF–MG

Andréa Fonseca da Costa[1]
Lydia Maria Lobato[2]

O Complexo granito-gnáissico de Caeté (CGGC) localiza-se na porção nordeste do Quadrilátero Ferrífero – MG, próximo à cidade de Caeté, localizada a cerca de 60 Km a leste de Belo Horizonte (Fig. 1) é constituído por um corpo granodiorítico, pertencente provavelmente a um segmento crustal Arqueano (2,776 Ga, MACHADO *et al.* 1989 em zircão) e sofreu esforços de um evento metamórfico-deformacional a cerca de 2,2 Ga (MACHADO *et al.* 1989, idade em rutilo), que imprimiu às rochas um bandamento gnáissico característico. Posteriormente, foi afetado por um evento deformativo constituído de dois sistemas de cavalgamento coaxiais: Córrego do Garimpo e Fundão, de CROCCO RODRIGUES *et al.* 1989 (Fig. 1).

O SCCG, de direção NS e vergência para W, sobrepõe as rochas do complexo aos xistos do Grupo Nova Lima (GNL — pertencente ao Supergrupo Rio das Velhas) na porção oeste da área. A relação geométrica entre a foliação e a lineação de estiramento mineral indica o caráter frontal para as rampas de empurrão na região. Esta deformação foi responsável por uma expressiva faixa de protomilonitização nas rochas gnáissicas próximas ao contato, cortadas por estreitas zonas de intensa deformação onde se formaram os SC milonitos. O SCF está representado no sul da área por rampas de caráter oblíquo, onde se desenvolvem transpurrões que colocam o GNL sobre o CGGC. Esta deformação causou intensa milonitização nas rochas gnáissicas formando protomilonitos, milonitos e ultramilonitos (COSTA 1992).

Este evento deformacional é acompanhado pela alteração hidrotermal das rochas do complexo, cujos registros foram constatados através de estudos petrográficos em espécimes coletadas ao longo da zona de cisalhamento que caracteriza o contato do CGGC com GNL. Pode-se identificar três estágios de alteração hidrotermal nas rochas granito-gnáissicas, caracterizados por reações metamórficas promovidas por processo de *softening*. O protólito da alteração apresenta uma paragênese mineral a oligoclásio + K-feldspato + biotita + quartzo. O estágio inicial de alteração afeta de maneira incipiente estas rochas, provocando ligeira sericitização e saussuritização nos grãos dos feldspatos.

O estágio intermediário da alteração promoveu marcada saussuritização, sericitização, cloritização, formação de titanita e sulfetos. O componente anortítico do plagioclásio libera o cátion Ca^{+2} e sílica, propiciando a precipitação de epidoto e carbonato. Este estágio pode ser caracterizado pelas seguintes reações:

$$K - \text{Feld} + H^+ = \text{Ser/Mosc} + K^+ + SiO_2 \quad (1)$$

$$Bio + H^+ = \text{Clor} + (Mg, Fe)^{+2} + K^+ + SiO_2 \text{ (*Meyer \& Hemley 1967)} \quad (2)$$

$$Clor + K^+ = \text{Mosc} + (Fe, Mg)^{+2} + SiO_2 + Na^+ + Ca^{+2} + H_2O \quad (3)$$

$$\text{Ilmenita} + S_2 = \text{Rutilo} + \text{Pirita} + O_2 \quad (4)$$

$$\text{Ilmenita} + S_2 = \text{Rutilo} + \text{Pirrotita} + O_2 \quad (5)$$

$$K\text{-Feld} + Olig + H + +K+ = \text{Ser/Mosc} + SiO_2 + Ca^{+2} + Na^+ \quad (6)$$

$$\text{Olig} + SiO_2 + Na^+ + H_2O = \text{Epidoto} + \text{Albita} + H^+ \text{ (WILLIAN \& DIXON 1982)} \quad (7)$$

O estágio avançado da alteração é representado por rochas essencialmente a sericita e quartzo. O fluido inicial infiltrante era de natureza levemente ácida. Com o decorrer do processo de alteração, os íons hidrogênio foram adicionados às rochas pelas reações de hidrólise acima

[1]Companhia Mineradora de MG - COMIG
[2]Instituto de Geociências da UFMG

referidas, na mesma proporção que cátions são liberados. Em condições não tamponadas (alta razão fluido x rocha), o fluido liberado por algumas destas reações parece assumir caráter mais alcalino.

A exemplo de sistemas hidrotermais dominados por paragêneses compatíveis com as apresentadas (250–300°C), sugere-se um intervalo de temperatura similar para alteração do CGGC. Neste intervalo, a precipitação de pirita, pirrotita e calcopirita, no estágio intermediário, indica alta fugacidade de enxofre (fS_2) no fluido (BEANE & TITLEY 1981). O consumo de enxofre pelas rochas acarreta diminuição de fS_2 e aumento da fO_2 no fluido residual. Neste mesmo intervalo de temperatura, os campos de estabilidade da biotita + quartzo (HEWITT & WONES 1984) e ilmenita + rutilo (RUMBLE 1976) são controlados por condições de fO_2 caracterizadas pelo tampão FMQ (fayalita-magnetita-quartzo) e NNO (Ni-NiO), respectivamente.

A elevação da fO_2 no fluido é confirmada pela formação de magnetita e hematita, nos termos finais da alteração, indicando que a fO_2 é controlada pelo tampão magnetita-hematita (M-H). Nos estágios finais de alteração, todo o K^+ presente no fluido é consumido para formar sericita/moscovita. A sílica aquosa em equilíbrio com o fluido hidrotermal, resultante das reações (1), (2) e (6), é precipitada sob forma de quartzo, graças ao aumento do pH da solução e possíveis variações da temperatura e pressão nas zonas de cisalhamento. Ocorre assim a transformação total da mineralogia e textura inicial da rocha gnáissica, culminando com a formação de quartzo-sericita xistos miloníticos a média deformação, e ultramiloníticos a alta deformação.

Os sistemas de cavalgamento estudados possivelmente propiciaram condições de desidratação metamórfica nas rochas do GNL próximas ao contato com o CGGC. A propagação destes fluidos através das zonas de cisalhamento promoveram reações químicas que modificaram a mineralogia inicial das rochas do complexo, levando-as de uma associação mineralógica típica da fácies metamórfica epidoto-anfibolito para uma rocha de mineralogia compatível com as condições da fácies xisto-verde.

A análise dos principais dados obtidos pelos estudos petrográficos e de alteração hidrotermal, ao longo dos perfis realizados nas rochas gnáissicas, sugere que o incremento da alteração ocorre concomitantemente com o aumento da deformação. Este fato é comprovado pela gradação da alteração observada nos grãos de feldspato ao longo dos perfis estudados e pela ausência total deste mineral nos termos mais deformados, além do incremento observado na cloritização e sericitização da biotita, na formação de titanita e epidoto às expensas da biotita, e surgimento de hematita e magnetita nos termos mais deformados.

Apesar das condições da alteração hidrotermal ocorrentes nos dois sistemas de cavalgamento serem semelhantes, observa-se no domínio de atuação do SCF, um maior volume de rochas hidrotermalmente alteradas, além de faixas bem desenvolvidas de quartzo-sericita xistos miloníticos e ultramiloníticos e intensa deformação plástica nos feldspatos (COSTA 1992). Isto sugere, qualitativamente, que a magnitude da deformação das rochas afetadas pelo SCF é maior.

Referências

COSTA, A.F. da 1992. Estudo microestrutural das rochas do Complexo granito-gnáissico de Caeté, na região do contato com o Grupo Nova Lima, Quadrilátero Ferrífero — MG. *Dissertação de mestrado.* Departamento de geologia, IGC-UFMG.

CROCCO RODRIGUES, F.A.; COSTA,A.F.; SOUZA,R.A.; ROSIÈRE,C.A. 1989. Sistemas de cavalgamento do nordeste do QF, MG. In: V Simp. de Geol. núcleo MG – I Simp. de geol. núcleo Brasília, 5, Belo Horizonte, 1989. *Anais...* Belo Horizonte, SBG, Núcleo MG, p 6-10.

MACHADO, N.; NOCE,C. M.; BELO DE OLIVEIRA,O.A.; LADEIRA,E.A. 1989. Evolução geológica do QF no Arqueano e Proterozóico inferior com base em geocronologia U/Pb. In: V Simp. de Geol. núcleo MG – I Simp. de geol. núcleo Brasília, 5, Belo Horizonte, 1989. *Anais...* Belo Horizonte, SBG, Núcleo MG, p. 01-05.

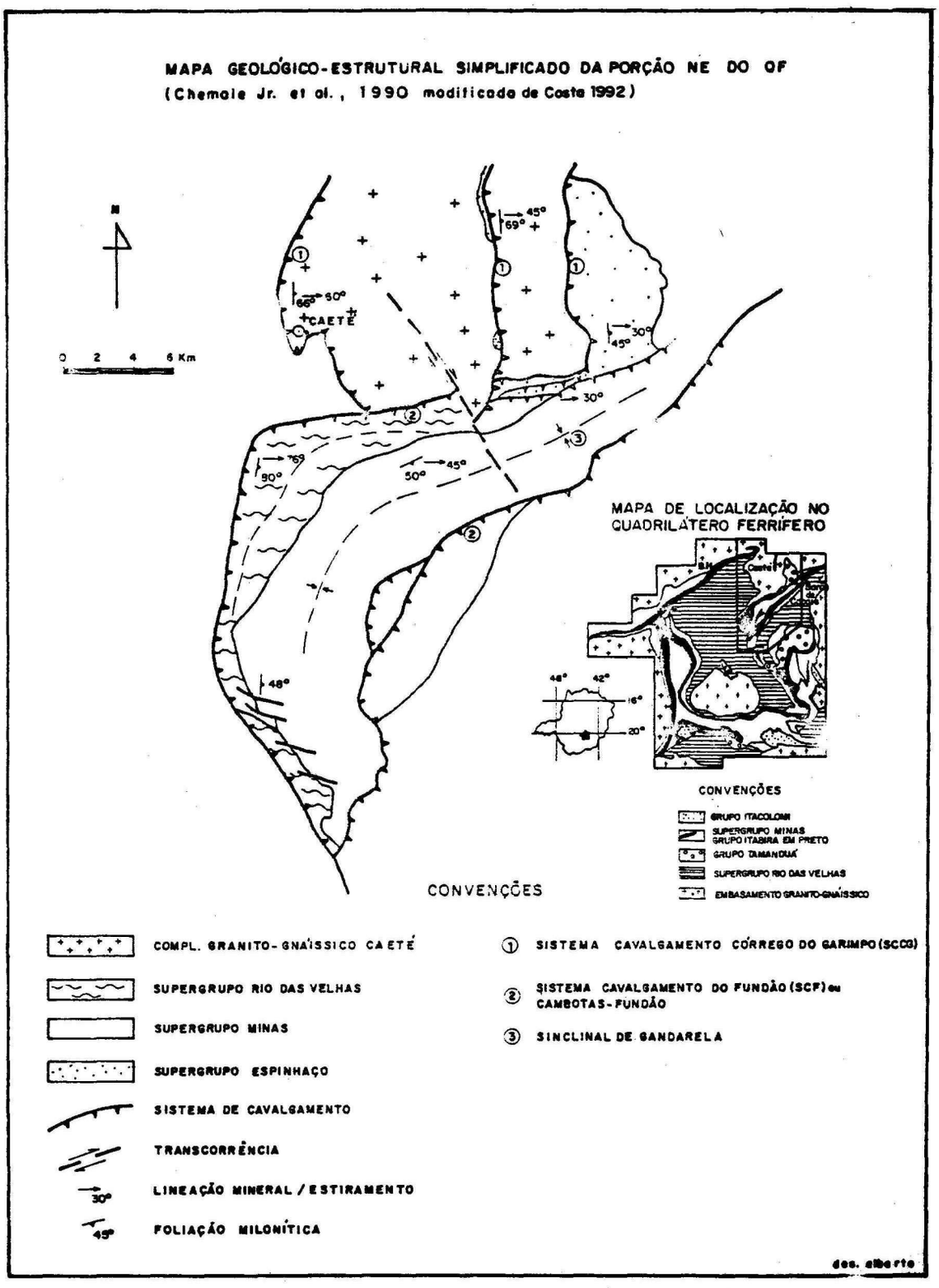


Figura 1. Mapa geológico-estrutural simplificado da porção NE do QF (CHEMALE JR. *et al.* 1990 – modificado de COSTA 1992)

A EVOLUÇÃO DO SETOR SUL DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO ENTRE 3.1 E 0.5 Ga BASEADA EM GEOCRONOLOGIA U–Pb

N. Machado[1]
C.M. Noce[2]

Neste trabalho apresentam-se as idades U–Pb obtidas nos últimos anos em rochas do sul do Cráton do São Francisco, provenientes sobretudo da região do Quadrilátero Ferrífero (QF) e da cadeia do Espinhaço.

As idades das rochas vulcânicas félsicas do Supergrupo do Rio das Velhas (SRV), 2772–2776 Ma, são idênticas às do granodiorito de Caeté (2776 Ma) e de tonalitos localizados imediatamente a oeste da Serra da Moeda (2780 Ma)[1,2]. Esta idade marca indubitavelmente a formação do cinturão de rochas verdes Rio das Velhas, um evento magmático de primeira importância na evolução do sul do cráton. Granitóides mais jovens, datados em 2721 Ma a oeste da Serra da Moeda, em 2712 Ma no Complexo Belo Horizonte [3] e em 2703 Ma no Complexo metamórfico do Bonfim (CMB)[2], representam etapas sucessivas de magmatismo tardio associadas à estabilização da crosta da região no Arqueano.

A presença de crosta arqueana anterior ao magmatismo do SRV está demonstrada em várias regiões do sul do cráton. No QF, uma vulcânica félsica proveniente da região de Caeté foi datada em 3029 Ma e outra, da região de Piedade do Paraopeba, tem herança datada em 2883 Ma[1]. Gneisses do CMB sofreram um metamorfismo importante em 2772 Ma mas exibem zircão com uma idade mínima de 2920 Ma e possívelmente mais antiga (3.28 Ga)[2]. Ao norte do QF, na região de Gouveia, o complexo granítico-gnáissico que forma o embasamento do Supergrupo Espinhaço (SE), tem uma idade um tanto incerta mas no intervalo 2.84–3.0 Ga[5]. Na região de Piumhi, na borda SW do cráton, foi datada uma intrusão básica estratificada em 3116 Ma[4]. Estes dados apontam para a existência de crosta arqueana mais antiga que a formação do SRV numa grande parte do sul do cráton. Algumas destas idades evidenciam ou deixam supor a presença de cinturões de rochas verdes mais antigos que a do SRV. Assim, a intrusão básica de Piumhi está certamente relacionada com um destes cinturões. Por outro lado, a presença de uma vulcânica félsica na região de Caeté datada em 3029 Ma mas incluída no SRV, levanta a hipótese de estarem incluídas neste supergrupo rochas mais antigas. A proximidade do CMB com as rochas do SRV, o fato de os gnaisses terem sido metamorfisados durante o evento magmático gerador do cinturão e a presença de zircão herdado em rochas do SRV sugerem que este se formou sobre a crosta siálica mais antiga ou pelo menos na sua proximidade. As idades dos granitóides mais novos que o SRV indicam a estabilização de uma plataforma à cerca de 2700 Ma, englobando uma área semelhante à do bloco de Pilbara na Australia.

Zircões erodidos desta plataforma assim formada vão ser depositados na bacia representada pela Formação Moeda, do Supergrupo Minas (SM), como se pode deduzir das idades de zircões detríticos presentes nesta formação e analizados por LA–ICPMS[6]. Além de zircões arqueanos com idades semelhantes às já mencionadas, outras sequências do QF (Formação Sabará, Grupo Itacolomi e SE) contêm zircões com idades de cerca de 2.4 Ga. O significado desta idade é presentemente incerto mas aventa-se a hipótese que represente um evento ígneo e/ou metamórfico ainda não documentado. As bacias de deposição das sequências citadas continuaram a ser alimentadas por sedimentos provenientes de regiões arqueanas e paleoproterozóicas até após 2125 Ma, a idade do zircão detrítico mais novo encontrado no topo da Formação Sabará. Em contraste com um tipo de sedimentação de plataforma continental estável, característico das sequências inferiores SM, o caráter turbidítico da Formação Sabará indica um regime sedimentar associado a um episódio orogenético. Na região do QF este evento está representado por metamorfitos e pegmatitos no Complexo de Bação contendo titanita e monazita com idades entre 2045 e 2059 Ma[1]. Outras rochas arqueanas localizadas a norte da Serra do Curral também foram reativadas

[1]GEOTOP-Sc. de la Terre, U. Québec à Montréal, Montréal, Qc H3C 3P8, Canada
[2]Dept. de Geologia, UFMG, Belo Horizonte, MG

durante a orogenia transamazônica visto que contêm titanita e/ou monazita com idades idênticas às mencionadas [3]. Um metariolito proveniente do embasamento do SE na região de Ouro Fino tem a idade de 2049 Ma[5]. Estes dados indicam que o magmatismo e o metamorfismo transamazônicos tiveram uma duração de cerca de 80 m.a.(entre 2125 e 2045 Ma) e que afectaram uma área importante mas até agora mal definida, no sul do crátonon. O tectonismo associado a este evento transportou para oeste as sequências do SM deixando-as sobrepostas às unidades mais antigas do embasamento granito-greenstone, originalmente fornecedoras de materiais detríticos para as bacias de sedimentação do SM. é interessante notar que esta situação é idêntica à que se observa em vários orógenos paleoproterozóicos do Canadá, como por exemplo na cintura Trans-Hudson[7]. Esta analogia sugere que a região do QF funcionou como *foreland* para este setor do orógeno transamazônico.

A única rocha detrítica do SE até agora estudada provém da Serra das Cambotas. Os zircões detríticos têm idades idênticas às mencionadas anteriormente para os zircões das rochas do SM, 2.2–3.0 Ga, e também se agrupam nos intervalos entre 2.6–2.9 Ga e 2.3–2.5 Ga[6]. Estes dados indicam que as áreas fontes para o enchimento da(s) bacia(s) do SE eram das mesmas idades que as que forneceram sedimentos para as bacias do SM. As idades disponíveis para rochas félsicas metamorfisadas localizadas na base do SE, tanto na região de Serro-Conceição do Mato Dentro como no Grupo Rio dos Remédios na Bahia, variam entre 1752 e 1711 Ma[5], e marcam o início da deposição do SE.

A única idade ligada ao ciclo Brasiliano nas regiões estudadas foi determinada em um gnaisse do complexo granítico-gnaíssico da região de Guanhães. A idade de 512 Ma foi obtida em zircão e titanita e data o último episódio metamórfico que afetou aquela região[5]. é evidente que mais dados são necessários para se poder elaborar a história metamórfica de tão vasta área. No entanto a ausência de idades brasilianas nos metamorfitos do QF sugere que este episódio orogênico não teve grande importância nesta área.

Em resumo, os estudos de geocronologia U–Pb permitiram a determinação de diversos eventos ígneos e/ou metamórficos responsáveis pela geração e estruturação do substrato cratônico em seu setor meridional. No Arqueano, em um período que vai de 3.2 a 2.6 Ga, os eventos marcantes foram a formação do cinturão do Rio das Velhas a 2772–2780 Ma e a intrusão de granitóides tardios entre 2720 e 2700 Ma. Eventos mais antigos foram detectados mas sua extensão e significado são desconhecidos. Os resultados disponíveis indicam uma associação íntima entre o cinturão do Rio das Velhas e uma crosta siálica mais antiga. No Paleoproterozóico, além da sugestão de um evento a 2.4 Ga, outro a 2125–2045 Ma se encontra bem estabelecido. Eventos ígneos e metamórficos posteriores estariam essencialmente ligados à evolução de faixas marginais à plataforma arqueana.

AGRADECIMENTOS. A maioria dos dados referidos neste trabalho foram obtidos no âmbito do projeto financiado pela Canadian International Development Agency. Outros apoios, financeiros e logísticos, foram fornecidos pela DOCEGEO, PADCT e NSERC (Canadá). Os autores estão particularmente gratos pela participação e colaboração a vários níveis de W.Fyfe (UWO), A.Schrank (UNICAMP), T.Krogh (ROM) e L.Lobato (UFMG). Os autores exprimem seu reconhecimento a todos os pesquisadores brasileiros que participaram na coleta de amostras e em inúmeras discussões sobre o significado das idades obtidas.

Referências

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 Cráton, Brazil. Geol. Soc. Am. Bull., 104, 1221–1227.

MACHADO, N. & CARNEIRO, M. A. 1992. U–Pb evidence of Late Archean tectonothermal activity in the southern São Francisco shield, Brazil. Canadian Journal of Earth Sciences. 29, 2341–2346.

NOCE, C.M. & MACHADO, N. Transamazonian U–Pb ages of magmatism and metamorphism in the Quadrilátero Ferrífero, southern São Francisco Cráton, Brazil. Em preparação.

MACHADO, N. & SCHRANK, A. 1989. Geocronologia U–Pb no Massiço de Piumhi: resultados preliminares. Anais Simp. Geol. Núcleo Minas Gerais, Soc. Bras. Geologia, 45–49.

MACHADO, N.; SCHRANK, A.; ABREU, F.R.; KNAUER, L.G.; ABREU, P.A.A. 1989. Resultados preliminares da geocronologia U–Pb na Serra do Espinhaço meridional. Anais Simp. Geol. Núcleo Minas Gerais, Soc. Bras. Geologia, 171–174.

MACHADO, N; NOCE, C.M.; FENG, R. 1993. Idades $^{207}Pb/^{206}Pb$ de zircões detríticos de rochas sedimentares da região do Quadrilátero Ferrífero, sul do Cráton São Francisco: considerações sobre áreas-fonte e idades de sedimentação. Este volume.

MACHADO, N. 1991. Timing of collisional events in the Trans-Hudson Orogen: evidence from U–Pb geochronology for the New Québec Orogen, the Thompson Belt and the Reindeer Zone (Manitoba and Saskatchewan). In: The Early Proterozoic Trans-Hudson Orogen of North America, J.F. Lewry and M.R. Stauffer, eds., Geological Association of Canada Special Paper 37, 433–441.

QUIMISMO E SIGNIFICADO GEOTECTÔNICO DOS METABASALTOS PRÉ-CAMBRIANOS DO MACIÇO DE GOIÁS

Raul Minas Kuyumjian[1]

Embora derrames basálticos ocorram em todos os *greenstone belts* arqueanos do Maciço de Goiás (Fig.1), somente aqueles existentes nas regiões de Crixás e de Hidrolina tem sido estudados mais detalhadamente quanto às suas características químicas. Segundo KUYUMJIAN (1990), a inexistência de correlação consistente entre o enriquecimento em elementos terras raras leves e as variações nas concentrações de titânio, zircônio e ítrio nos metabasaltos komatiíticos de Crixás, e a relativamente ampla variação das razões Ti/Y e Ti/Zr nos mesmos,sugerem uma fonte mantélica (manto superior) heterogênea para tais rochas. RIVALENTI *et al.* (1990) evidenciaram diferenças entre os valores das razões Ti/Sc Ti/Y e Ti/Zr em basaltos dos *greenstones* de Crixás e Hidrolina, atribuindo-as a heterogeneidade composicional da fonte mantélica, provavelmente mais enriquecida em espinélio na região de Crixás. A distribuição em superfície dos *greenstones* no Maciço de Goiás e a evidência de fontes mantélicas composicionalmente distintas para os vulcanismos basálticos dos mesmos, motivaram ARAUJO FILHO & KUYUMJIAN (1991) a sugerirem que os *greenstone belts* teriam se formado a partir de dois pontos quentes concomitantes no Arqueano (Fig. 2). Os pontos quentes teriam provocado entumescência inicial que evoluiria para uma junção tríplice do tipo RRR,conduzindo à formação de um protoaulacógeno assimétrico ao norte, que formaria os braços ativos das calhas dos *greenstones* de Crixás, Pilar de Goiás, Hidrolina e Guarinos, e ao sul, por um mecanismo semelhante a um aulacógeno, mais assimétrico, seria gerado um rifte mais linear e mais alongado, que constituiria o *greenstone belt* de Goiás Velho-Faina. No âmbito dos terrenos proterozóicos do Estado de Goiás, as feições estruturais de primeira ordem constituem dois cinturões de alto grau metamórfico. No cinturão associado à Sutura Porto Nacional, na porção ocidental do maciço, as foliações têm mergulhos para leste, enquanto que no cinturão associado à Sutura Niquelândia, a leste, os mergulhos são para oeste. Segundo COSTA *et al.* (1987), o Bloco Porangatu (Maciço de Goiás) teria cavalgado sobre os blocos Araguacema (a oeste) e Brasília (a leste) através das suturas Porto Nacional e Niquelândia, cujos traços, em superfície, correspondem aos cinturões de alto grau metamórfico mencionados. KUYUMJIAN & DIAS (1991) sugerem que a similaridade dos regimes tectônicos que originaram as seqüências vulcano-sedimentares proterozóicas em Goiás, ou seja, zonas de subducção (vide Fig. 3c), indica uma evolução envolvendo o estabelecimento de dois sistemas de multiarcos — bacias marginais (Fig. 3a). O sistema desenvolvido entre o Cráton São Francisco e os terrenos granito-*greenstone* arqueanos de Goiás durante o Proterozóico inferior teria originado as seqüências vulcano-sedimentares da faixa oriental, enquanto que as seqüeñcias da faixa ocidental, pertencentes a um segundo sistema, teriam se formado entre os terrenos granito-*greenstone* arqueanos de Goiás e o Cráton do Guaporé durante o Proterozóico médio-superior. A existência de um arco magmático brasiliano em Goiás, e que corresponde, aproximadamente, à faixa de seqüências vulcano-sedimentares de oeste, foi anteriormente sugerida por PIMENTEL & FUCK (1987).

A evolução daqueles dois arcos magmáticos foi acompanhada e seguida (até o Brasiliano) de processos de acresção envolvendo arcos bacias marginais e placas (ou miniplacas) continentais. Tal evolução precambriana teria culminado com o advento da orogenia do Brasiliano/Pan Africano, responsável pela atual estruturação (estrutura em flor?) do Maciço de Goiás (Fig. 3b). A região situada entre as duas concentrações de *greenstones* na porção central do Maciço de Goiás (Fig. 4a) é atravessada por diques (arqueanos?) de rocha máfica (14,0% MgO, 0,90% TiO_2) metamorfisada nas facies xisto verde ou anfibolito e direcionados NWSE, NESW e EW. Os diques (do Proterozóico inferior?) que atravessam as rochas graníticas intimamente associadas aos *greenstones* e que são parcialmente encobertos por metassedimentos do Proterozóico médio tem direção preferencial NESW, e subordinadamente NS e EW, e são constituídos de rochas

[1]Instituto de Geociências UnB

máficas(7,10% MgO, 2,30% TiO_2) com paragêneses típicas das facies xisto verde ou anfibolito. Ao efetuarem análise da cinemática dos diques máficos associados ao *greenstone* de Goiás, VALENTE & KUYUMJIAN (1991) concluíram que aquelas direções representam sistemas de fraqueza arqueana, reativados durante os ciclos Uruaçuano e Brasiliano. Diques fanerozóicos de diabásio (5,25% MgO, 3,56% TiO_2) direcionados EW, NESW e NS atravessam rochas do terreno granito-*greenstone* e, na região de Pirenópolis, metassedimentos do Proterozóico médio superior. O enriquecimento em elementos mais incompatíveis a partir dos diques aparentemente mais antigos até os mais recentes (Fig. 4b), pode estar refletindo fontes mantélicas cada vez mais enriquecidas ao longo do tempo geológico, devido à reciclagem de sedimentos no manto e/ou espessuras cada vez maiores de manto metassomatizado.

Referências

ARAUJO FILHO, J.O. de & KUYUMJIAN, R.M. 1991. Anais III Simp. Geol. Centro-Oeste, Cuiabá, MT: 185–195.

COSTA SENA, J.B.; HASUI, Y.; HARALYI, N.L.E. 1987. Conference Deformation and Plate Tectonics, Gijon, Espanha. Abstracts: 24–25.

KUYUMJIAN, R.M. 1990. Third International Archaean Symposium, Perth, Australia. Extended Abstracts: 257–258.

KUYUMJIAN, R.M. & DIAS, R.R. 1991. Geochimica. Brasiliensis., 5(1/2): 35–44.

PIMENTEL, M.M. & FUCK, R.A. 1987. Rev. Bras. Geoc., 17(1): 214.

VALENTE, C.R. & KUYUMJIAN, R.M. 1991. 7ºSimp. Bras. Sens. Rem., Curitiba, 3: 351–357.

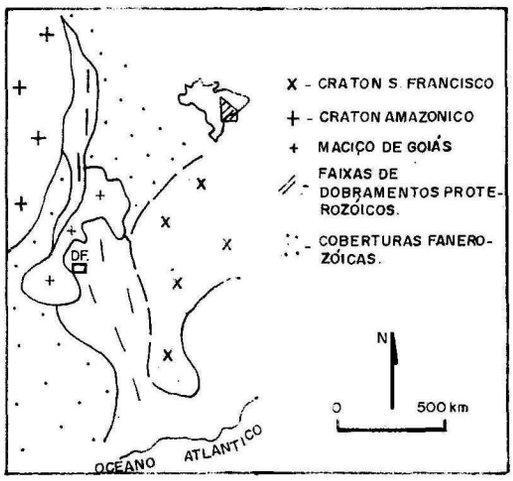


FIG. 1 - LOCALIZAÇÃO DO MACIÇO DE GOIÁS

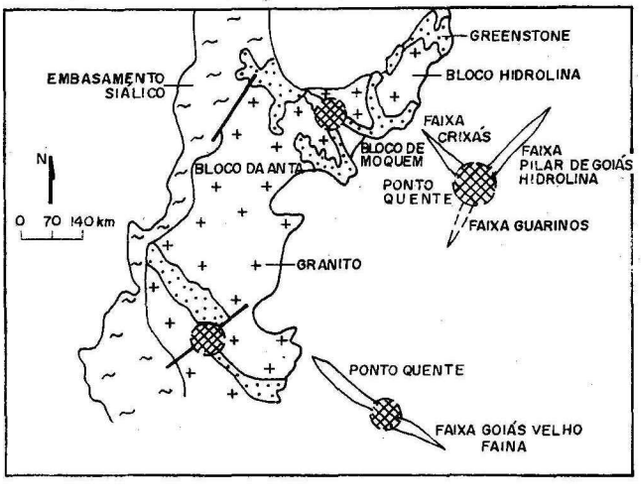


FIG. 2 - PONTOS QUENTES E GREENSTONES

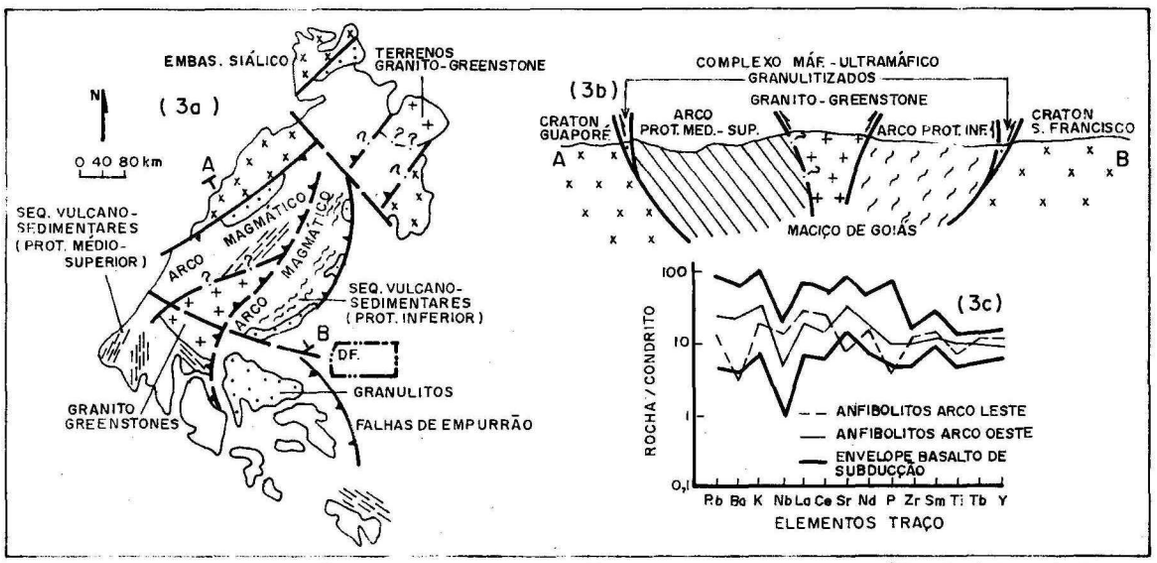


FIG. 3 - (a) ARCABOUÇO TECTÔNICO, (b) PERFIL TECTÔNICO DO MACIÇO DE GOIÁS e (c) SPIDERGRAMS DE ANFIBOLITOS PROTEROZÓICOS.

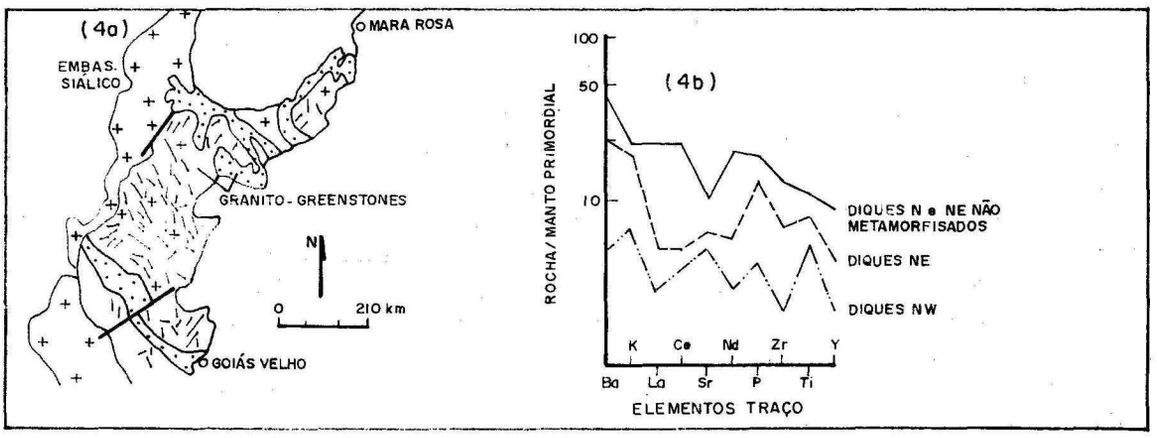


FIG. 4 - (a) DISTRIBUIÇÃO e (b) SPIDERGRAMS DOS PRINCIPAIS ENXAMES DE DIQUES NA PORÇÃO CENTRAL DO MACIÇO DE GOIÁS.

Neiva - 05/93

LITOGEOQUÍMICA DAS METAGRAUVACAS DO *GREENSTONE BELT* DE CRIXÁS E SUA IMPORTÂNCIA PARA A EVOLUÇÃO DOS TERRENOS ARQUEANOS DE GOIÁS

Luiz Fernando Magalhães[1]
Ariplinio A. Nilson[2]

Metagrauvaca constitui o litotipo do topo da pilha vulcano-sedimentar da faixa Crixás do *Greenstone Belt* homônimo, estando restrita a sua porção setentrional (Fig. 01). Foi anteriormente denominada de Unidade Grauvaqueana (CASTRO & MAGALHÃES 1984) e Unidade C (MAGALHÃES. 1991), pertencente à Formação Ribeirão das Antas do Grupo Pilar de Goiás (SABÓIA *et al.* 1981).

Apresenta-se homogênea, monótona e contínua em toda sua extensão de ocorrência. Mostra contatos bruscos com as unidades litológicas adjacentes, e está mais intensamente deformada junto às falhas de empurrão. Tem coloração acinzentada e exibe intervalos ora mais ora menos foliados e alternância de bandas claras granoblásticas e bandas escuras de natureza micácea carbonosa, de espessura centimétrica a decimétrica. A matriz é formada por grãos subarredondados a subangulosos, de tamanho areia muito fina a fina, associada a clastos de feldspato e xisto carbonoso. São reconhecidas estruturas sedimentares como estratificação cruzada e acamamento gradacional (YAMAOKA & ARAUJO 1988; MAGALHÃES *et al.* 1988), assim como feições de alta intensidade de deformação observadas em milonito grauvaqueano. Ao microscópio, a meta-grauvaca exibe textura granolepidoblástica, com intervalos de matriz granoporfiroblástica. é constituida por quartzo (40% - 70%), feldspato (5% - 40%), sericita (20% - 30%), clorita (10% - 20%) e biotita (0% - 20%), ao lado de carbonato, granada, epidoto, turmalina, zircão, apatita e grãos opacos acessórios.

As análises químicas de amostras de meta-grauvacas da região do córrego Geral e Meia Pataca (MAGALHÃES 1991), a sul da cidade de Crixás, possibilitam discutir e interpretar a sua origem, a natureza da fonte dos detritos e o ambiente geotectônico da bacia de deposição. Os valores de ETRs mostram um padrão uniforme, forte a moderadamente enriquecido em ETRLs em relação a ETRPs, e com uma suave anomalia de Eu (Fig. 2). Comparando esses resultados com os padrões obtidos por BATHIA & KEITH (1986) em grauvacas do leste da Austrália, observa-se forte semelhança com o conjunto de Hill End e com andesitos de arco magmático continental (Fig. 2). Nos diagramas de La × Th × Sc e Th × Sc × Zr/10 (BATHIA & KEITH *op. cit*), é possível fazer uma correlação com ambientes geotectônicos modernos (Fig. 3). As amostras de Crixás se restringem, juntamente com parte das grauvacas dos crátons de Pilbara e Yilgarn (Austrália), da África do Sul e do oeste da Groenlândia, ao campo de arco magmático continental. Tal resultado se assemelha à interpretação sugerida pelos padrões de ETRs. Essas características químicas das meta-grauvacas de Crixás sugerem derivação de seus detritos a partir de uma única fonte de rochas vulcânicas félsicas, ao contrário da interpretação para outras amostras de grauvacas arqueanas. Esses dados e a intepretação acima, abstraindo-se a existência de placas tectônicas no arqueano, permitem colocar, os seguintes pontos com relação às rochas supracrustais e a crosta arqueana em Crixás: 1) A não identificação de expressiva manifestação de vulcanismo ácido a intermediário, capaz de constituir fonte significativa de detritos para a formação de grauvacas em Crixás pode ser explicada por um acentuado e/ou prolongado processo de erosão daquelas vulcânicas ou por omissão de unidades de rocha em superfície, encobertas por fatias de empurrão que se desenvolveram na região. 2) A erosão e deposição dos detritos responsáveis pela formação da grauvaca podem corresponder a uma discordância erosiva na base desta unidade litológica, feição anteriormente não reconhecida ou, caracterizada. 3) O não relacionamento dos detritos da meta-grauvaca com as rochas granito-gnáissicas do bloco da Anta e do Caiamar (Fig. 1) pode significar que esses terrenos não representem a crosta siálica primitiva (Arqueana), na região de Crixás.

[1]DNPM-RHAE
[2]GMP-IG-UnB

Referências

BATHIA, M.R. & KEITH, K.A.W. 1986. Trace element characteristic of graywakes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. Contr. Mineral Petrol. 92:181–193.

CASTRO, J.H.G & MAGALHÃES, L.F. 1984. Revisão Estratigráfica do Grupo Pilar de Goiás na Faixa Crixás. An. 32ºCongr. Bras. Geol. pp. 2563 – 22576 – RJ.

MAGALHÃES, L.F. 1991. Cinturão de Cisalhamento de Empurrão Córrego Geral — Meia Pataca: Geologia, Deformação, Alteração Hidrotermal e Mineralizações Auríferas Associadas — Crixás-GO. Dissertação de mestrado. IG. UnB — 233p. Brasília-DF (inédito).

MAGALHÃES, L.F.; LOBO, R.L.M; BOTELHO L.C.A; PEREIRA, R.C. 1988. Depósito de Ouro de Meia Pataca, Crixás-GO. Princ. Dep. Min. do Brasil. vol. III. Cap. XXXV, DNPM – Brasília-D.F. pp. 492 a 522.

SABÓIA, L.A, TEIXEIRA, N.A.; CASTRO, J.H.G., TEIXEIRA, A.S. 1981. Geologia do *Greenstone Belt* de Crixás (GO) e suas implicações geotectônicas. Simp. sobre o Cráton do S. Francisco e suas Faixas Marginais. Salvador, Anais, Vol. I, SBG. parte II.p 39–50.

YAMAOKA, W.N. & ARAUJO, E.W. 1988. Depósito de Ouro *Mina III* – Crixás – Go. Princ. Dep. Min. do Brasil – vol. III cap. XXXIV – DNPM – Brasília. D.F, pp. 491–498.

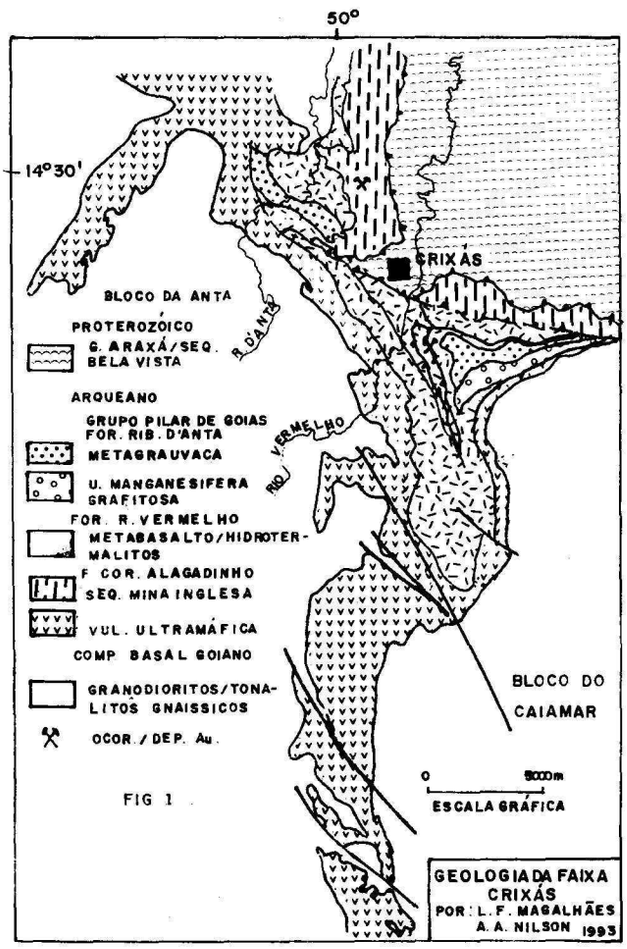


FIG 1

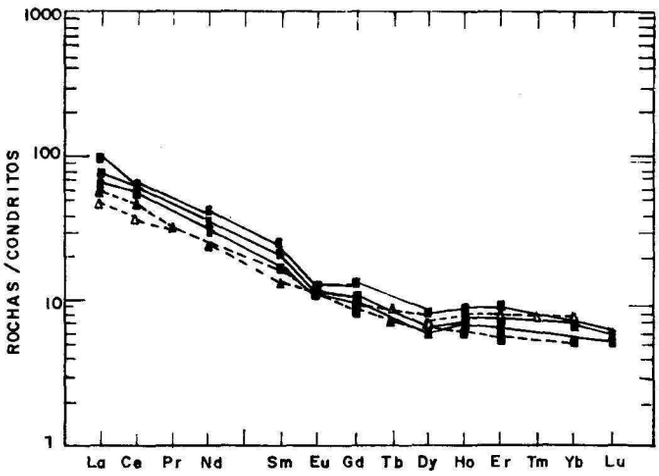


FIG. 2 - PADRÕES DE ETRs NORMALIZADOS POR CONDRITOS DE GRAUVACAS DE HILL END (▲), ANDESITOS DE ARCO DE ILHA CONTINENTAL (Δ), BATHIA ET AL (1986), E METAGRAUVACAS DE CRIXÁS (■), MAGALHÃES (1991).

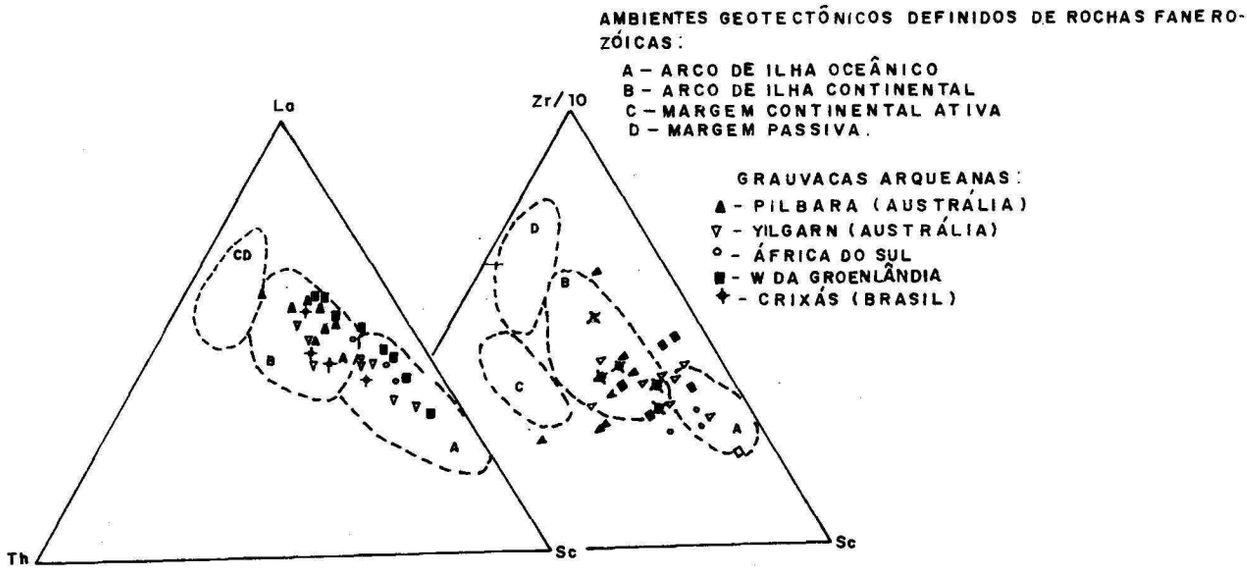


FIG. 3 - DIAGRAMA DE ThxScx Zr/10 E ThxScx Zr/10 (BATHIA ET AL, 1986), PARA AS METAGRAUVACAS DE CRIXÁS.

GEOQUÍMICA E PETROLOGIA DOS ULTRAMAFITOS E MAFITOS DA SERRA DE JACOBINA / BAHIA: KOMATIITOS, BASALTOS DE ALTO MG E TOLEÍTOS NUMA BACIA OCEÂNICA INTRACONTINENTAL

Werner Maximilian Topitsch[1]

1. Introdução.

Este trabalho tem como tópico a geologia, geoquímica e gênese dos magmatitos ultramáficos e máficos metamorfisados da Serra de Jacobina (SJ) localizados no sul de Juazeiro / Petrolina, que são provavelmente do Proterozóico inferior. A primeira parte do trabalho se dedica ao complexo ultramáfico de Campo Formoso (CF) que é a encaixante do mais importante depósito de cromo do Brasil. Na segunda parte é feito um comentário sobre alguns afloramentos de meta-basitos e meta-ultrabasitos aflorantes entre o povoado de Flamengo (ao Norte) e a cidade de Jacobina ao sul.

2. O corpo estratificado de Campo Formoso.

O corpo de CF aflora numa faixa estreita de no máximo 1.2km de largura e cerca de 40km de comprimento entre o complexo granítico no norte e as séries dobradas, principalmente quartzitos da SJ no sul. Ele é formado principalmente de serpentinitos, outros meta-ultrabasitos, meta-piroxenitos e cromititos e tem uma espessura estratigráfica conservada de cerca 1000m. Na base ocorre um anfibolito de alguns dm de espessura. Provavelmente as rochas magmáticas na parte inferior eram dunitos seguidos de harzburgitos e bronzititos, atualmente corresponde a parte mais alta aflorante. Infelizmente a parte máfica foi erodida ou os restos dela completamente alterados por processos intempéricos.

O complexo foi gravemente alterado por serpentinização e outros processos de alteração secundária parecidos. Em algumas áreas também por processos hidrotermais em várias fases de metamorfismo regional. A zona intemperizada é de varias dezenas de metros de profundidade. Os únicos minerais magmáticos conservados são núcleos de cromita e alguns ortopiroxênios nos bronzititos. O corpo estratificado sofreu também uma tectônica intensa que dificulta a correlação entre diferentes perfis. Ele foi inclinado (60...80° para o Sul), desmembrado, empurrado sobre o embasamento metamórfico e fraturado. Existem três principais zonas de maior concentração econômica de cromita com alguns metros de espessura, que geralmente consistem de várias *seams*, mais são em algums locais bastante irregulares. Não são lentes nem corpos irregulares ou corpos "tipo lápis" como nos típicos depósitos podiformes, mais também não se observa uma continuação lateral das camadas como nas grandes intrusões estratificadas.

No tratamento geoquímico de magmatitos degradados sempre ocorre o problema da mobilidade dos elementos. Já na escolha das amostras nas minas a céu aberto e através de sondagens foi tomado o máximo cuidado para evitar rochas fortemente alteradas ou localizadas perto de falhas e zonas de maior recristalização hidrotermal. As rochas não mostram sinais de espilitização ou alteração parecida. Normalmente o processo de serpentinização tem como principal consequência para a rocha total recalculada sem voláteis a perda de CaO que é 10...20 vezes menor que em dunitos e harzburgitios frescos, e também de um pouco de Al_2O_3, Sr e Ba. A influência metassomática do Granito de CF que é posterior ao corpo estratificado é negligenciável a maiores distâncias do contato (100m).

A composição química mostra um *trend* de fracionamento dos dunitos basais aos piroxenitos. Em comparação com diferenciados formados *in situ* no manto superior eles são mais desenvolvidos, mostram por exemplo teores mais altos de elementos menores e traços. Assim pode ser confirmado que se trata de um intrusão estratificada. A reconstrução da sequência de cristalização da olivina–cromita–ortopiroxênio, só pouco clinopiroxênio e provavelmente um pouquinho de plagioclásio agora destruído por rodingitização. Os mafitos, provavelmente noritos,

[1]Universidade Federal da Paraíba, Departamento de Geociências, Joao Pessoa, Paraíba

gabronoritos, anortositos e tonalitos foram erodidos. Mais no sill de Medrado — Ipueira no Vale de Jacurici, (ca. 50 km oriental de CF, 125m de espessura), que é parecido com o corpo de CF, encontra-se sobre acumulados formados de olivina–ortopiroxênio–cromita sequências de noritos e cumulados parecidos. Em condições perto da superfície da terra o aparecimento de ortopiroxênio depois da olivina (e só pouco clinopiroxênio) é característico de magmas parentais sub-alcalinos do tipo *high* MgO como basaltos komatiíticos ou boninitos. Em CF, em consequência os mafitos tinham provavelmente mais ou menos a mesma espessura que os ultramafitos e não vários quilometros como foi postulado baseando-se em um toleíto como magma parental.

O anfibolito basal foi interpretado como magma parental rapidamente resfriado (*chilled margin*). A petrografia e a composição química dos espinélios lá existentes mostram claramente, que ele se formou num ambiente metamórfico de mais baixa temperatura. Em analogia com os metamorfitos na base de vários grandes *nappes* ofiólíticos ele é provavelmente um milonito formado durante o empurrão do complexo sobre o embasamento.

Como o complexo de CF é formado de um magma parental *High* MgO e tem uma forma alongada e estreita como as intrusões alongadas do *Great Dyke* em Zimbabwe (2.46Ga) de Jimberlana (2.37Ga) fazendo parte da *Widgiemootha dyke suite* no Yilgarn Block da Austrália Ocidental e o cinturão de intrusões no Norte da Finlândia formando um aulacógeno (2.44Ga), ele poderia ter a mesma idade. Evidentemente todos esses complexos com um magma parental de alto Mg foram formados numa fase de extensão rápida do globo com a idade de cerca de 2.4Ga, onde a crosta continental já consolidada incluindo *greenstone belts* rompeu, provavelmente uma reativação de estruturas antigas na litosfera.

Mesmo tratando-se de acumulados, nos meta-ultrabasitos de CF podem ser observadas várias características especiais de um certo magmatismo continental tipo *High* MgO, *U–Type* ou *Noritic* que é característico para a época de cerca de 2.5 ...1.5Ga e provavelmente é relacionado ao rápido crescimento da crosta continental no final do Arqueano, formados provavelmente por fusão parcial de um manto empobrecido harzburgítico e metassomaticamente enriquecidos em elementos LIL e LREE com origem crustal. No corpo de CF, em relação aos altos teores de MgO, Cr_2O_3 e NiO as TRL são fortemente enriquecidas já nas amostras perto da base, que é difícil de explicar com a fraccionação de ortopiroxênio. Comparados com outros basaltos de alto Mg os valores de K_2O são altos (geralmente mais altos que de Na_2O), também Rb e Ba são elevados, as TRP e Y são relativamente baixos.

3. Outros meta-ultrabasitos e meta-basitos da Serra de Jacobina.

A maioria dos corpos máficos — ultramáficos na parte meridional da SJ formam intercalações tectônicas em forma de faixas estreitas com algumas centenas de metros de largura dentro das séries metamórficas, principalmente nos quartzitos da SJ. Diques máficos cortam o corpo estratificado de CF e provavelmente também os outros meta-magmatitos. Do norte ao sul o grau metamórfico aumenta de xistos verdes e serpentinitos a anfibolitos com olivina metamórfica; no Sul nos quarzitos vizinhos cianita é encontrada. Os meta-ultrabasitos e meta-basitos (principalmente anfibolitos, serpentinitos e xistos a serpentina, clorita e talco) das diferentes áreas (entre Flamengo e o complexo granítico de CF, xenólitos no granito de CF (Socotó) e no granito de Carnaíba, testemunhos de duas sondagens no corpo ultramáfico oriental de Saúde e as amostras das minas de ouro na vizinhança de Jacobina) geoquímicamente formam dois grupos:

1) Um consiste de ultramafitos, que, segundo a distribuição de elementos menores e traços provavelmente são rochas hipobissais e vulcanitos e tem um komatiíto peridotítico como magma parental. Eles tem 25...38% MgO, 0.1...0.35% TiO_2, 3000...11000ppm Cr, 500...2000ppm Ni e fora um empobrecimento em CaO, são relativamente pouco alterados. Eles mostram as TRL enriquecidas 5...10 vezes em comparação aos TRP quase condríticas.

Os ultramafitos e mafitos de Carnaíba e Socotó são metassomatizados dos granitos, também elementos normalmente pouco móveis são modificados da fase pneumatolítica dos granitos como Ga, Y e Ta.

2) O outro grupo é formado de alguns toleítos, de toleítos de alto Mg ou de basaltos komatiíticos levemente diferenciados, em parte enriquecidos em ferro na fraccionação toleítica incipiente e/ou durante a metamorfismo regional. Alguns desses metamorfitos são similares

aos meta-ferro-basaltos que cortam em diques a intrusão de CF. Outros tem provavelmente afinidades com diferenciados toleíticos fracionados de um magma parental de tipo basalto komatiítico ou *high Mg* (por exemplo baixo TiO_2 (< 1%) e P_2O_5, relativamente alto Cr (300...700ppm) e também relativamente alto V. Nesse grupo cai especialmente grande parte das amostras máficas de Saúde (TiO_2 < 0.4%) e do Norte do granito de CF (TiO_2 < 0.8%). Um pequeno grupo de basaltos um pouco mais alcalinos, provavelmente toleítos e basaltos transicionais formam principalmente as amostras máficas de Jacobina.

Em função dos poucos e maus afloramentos, da tectônica complicada e da falta de datações radiométricas é difícil de concluir muita coisa sobre esses metamorfitos. Em analogia com outros crátons do Hemisfério Sul (Austrália Ocidental, Zimbabwe) pode se supor, que as rochas ultramáficas formaram um *greenstone belt* mais velho (ca. de 2.5...2.7 Ga idade). Provavelmente relacionados a esses são os meta-basitos de Saúde e parte das amostras do norte do granito de CF.

4. Conclusões.

A composição química, por exemplo as TRL enriquecidas indica para esses meta-basaltos como para o magma parental de CF para uma zona oceânica intracontinental pouco desenvolvida do tipo *rift* continental, talvez um eugeosinclinal em forma de um aulácogeno, conferido pelas grandes espessuras dos meta-sedimentos clásticos e o alto grau de metamorfismo. Provavelmente depois da intrusão da maioria das rochas hipobissais e vulcanitos na bacia da SJ o dique estratificado de CF e talvez outros intrudiram cortando as séries oceânicas, como aconteceu por exemplo na Austrália Oriental. Poucos toleítos e toleítos magnesianos formaram os diques máficos na intrusão de CF e também nas outras áreas. Como em vários terrenos précambrianos os toleítos são intimamente associados aos *noritos*, poderia ser também o caso com o magma parental da intrusão de CF e afloramentos menores e os toleítos desses diques. Ao contrário de muitos outros *greenstone belts* os magmatitos mostram ainda muitas características continentais, assim que a oceanização parece de não ter passado o estado incipiente com largura pequena. Depois foram depositados os sedimentos clásticos em parte com cromita detrítica e fuchsita, que, em analogia com outras ocorências poderiam ter uma idade de cerca de 2.5...2.2 Ga. Com a orogênese da SJ todas as séries foram levantadas, dobradas e, no menos em parte, empurradas sobre o embasamento. Com a intrusão dos granitos pós — orogeneticos com idade radiométrica de pouco menos que 2Ga os mafitos e ultramafitos foram outra vez metamorfizados e fraturados.

META-KOMATIITOS DO GRUPO NOVA LIMA, NA REGIÃO DE RIO MANSO, MINAS GERAIS — OBSERVAÇÕES PRELIMINARES

Stelamaris de Oliveira Pinheiro[1]
Ariplínio Antônio Nilson[2]

A área estudada situa-se na porção sudoeste do Quadrilátero Ferrífero, a sul da Serra do Curral (Fig.1), a cerca de 100 km de Belo Horizonte, em Minas Gerais. Na região, a seqüência meta-sedimentar do Supergrupo Minas, no prolongamento da Serra do Curral, intercepta uma extensa faixa de rochas supracrustais do tipo *greenstone belts*, pertencente ao Grupo Nova Lima,incluindo sgnificativa proporção de meta-komatiitos (NOCE *et al*, 1990.) Os dados disponíveis ainda tem um caráter preliminar, sendo parte integrante de projeto de Tese de Doutorado.

Três grandes unidades litoestratigráficas ocorrem na área (Fig.1): Complexo Granito-Gnáissico, Grupo Nova Lima e corpos intrusivos nessas unidades. Gnaisses e rochas graníticas intrusivas afloram a oeste, seguidas por uma faixa de rochas pertencentes ao Grupo Nova Lima na porção central.

Dentro da faixa de ocorrência do Grupo Nova Lima afloram derrames de meta-komatiitos e meta-basaltos, definindo uma faixa de direção N15E, que se extende por cerca de 25km e apresenta largura variável de 500 a 3.500 m. Rochas intrusivas no Complexo Granito-Gnássico e no Grupo Nova Lima, são representadas por corpos de meta-basitos parcialmente anfibolitizados e meta-diorito intrusivo no Grupo Nova Lima. A seqüência meta-ultramáfica (meta-komatiitos) contém intercalações delgadas, provavelmente descontínuas de anfibolitos e formações ferríferas do tipo Algoma, de fácies óxido e silicato. Os anfibolitos intercalados nas meta-ultramáficas são foliados e constituídos por hornblenda , plagioclásio, quartzo, clorita, clinozoisita, apatita, zircão, leucoxênio e opacos. Os itabiritos são constituídos por quartzo recristalizado, magnetita e cumingtonita.

Texturalmente, foram caracterizados os seguintes tipos de rochas ultramáficas:

a. rochas cumuláticas de base de derrames;
b. rochas com textura *spinifex*;
c. prováveis brechas de fluxo.

Essas rochas apresentam estruturas primárias do tipo *pillow-lava*, disjunção poliédrica(?), acamamento ígneo e prováveis estruturas de fluxo ígneo.

As melhores exposições dos derrames de lavas estão localizadas no extremo sul da área em mapeamento, na região localmente denominada de Morro da Onça. Nesse local, conjuntos de agulhas de tremolita pseudomórficos sobre os minerais primários atingem até 60cm de comprimento. Foram definidos e descritos vários litotipos, tais como: serpentinitos, tremolita serpentinitos, serpentinitos a tremolita e talco, tremolititos a serpentina ± talco, actinolititos e clorita actinolititos. Essa diversidade litológica é causada por diferenças na mineralogia primária superimpostas por modificações metamórfico-meta-somáticas.

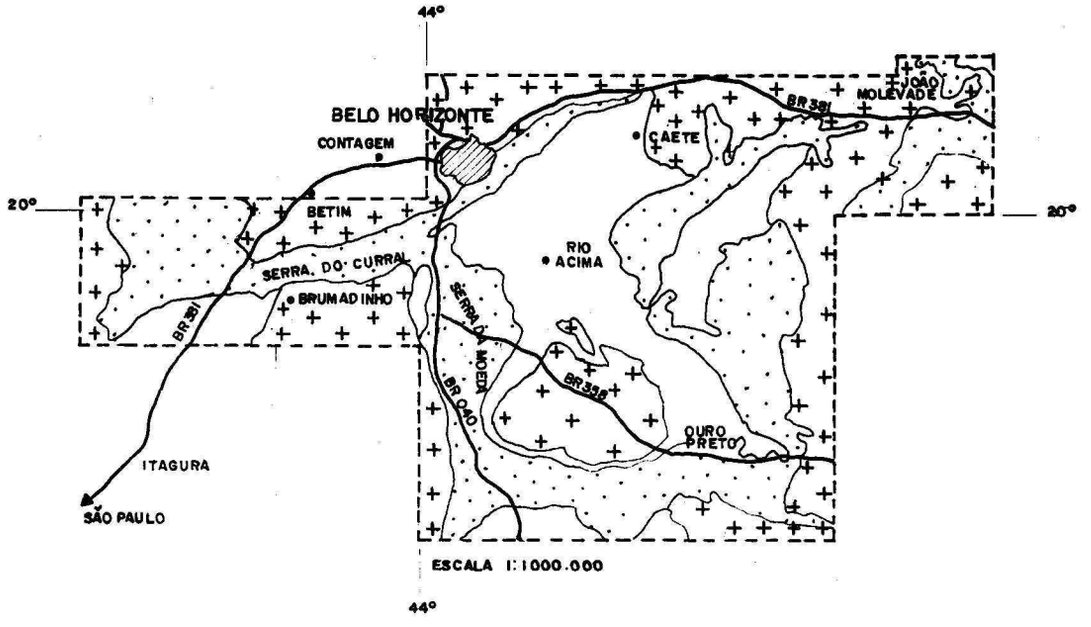
Mineralogicamente estas rochas são constituídas por serpentina, tremolita ou actinolita, clorita magnesiana, talco, carbonato, espinélio cromífero (opaco) e/ou espinélio aluminoso verde (hercinita). Prováveis relictos de minerais primários são representados por diminutos remanescentes de grãos de olivina e piroxênio. Muitos dos actinolititos correspondem provavelmente a meta-piroxenitos com textura cumulática, exibindo pseudomorfos evidentes de piroxênio cumulus, agora substituidos por talco e/ou actinolita, acompanhados por clorita e/ou serpentina e anfibólio entre os grãos cumuláticos. Meta-peridotitos cumuláticos apresentam relictos de grãos de olivina e de cristais de piroxênio, com desenvolvimento de textura em bastita. Vários derrames mostram textura spinifex típica (Fotomicrografia nº1). Mesmo nas rochas intensamente transformadas, agora constituidas principalmente por talco e carbonato, ainda é possível a identificação da textura primária (Fotomicrografia nº2).

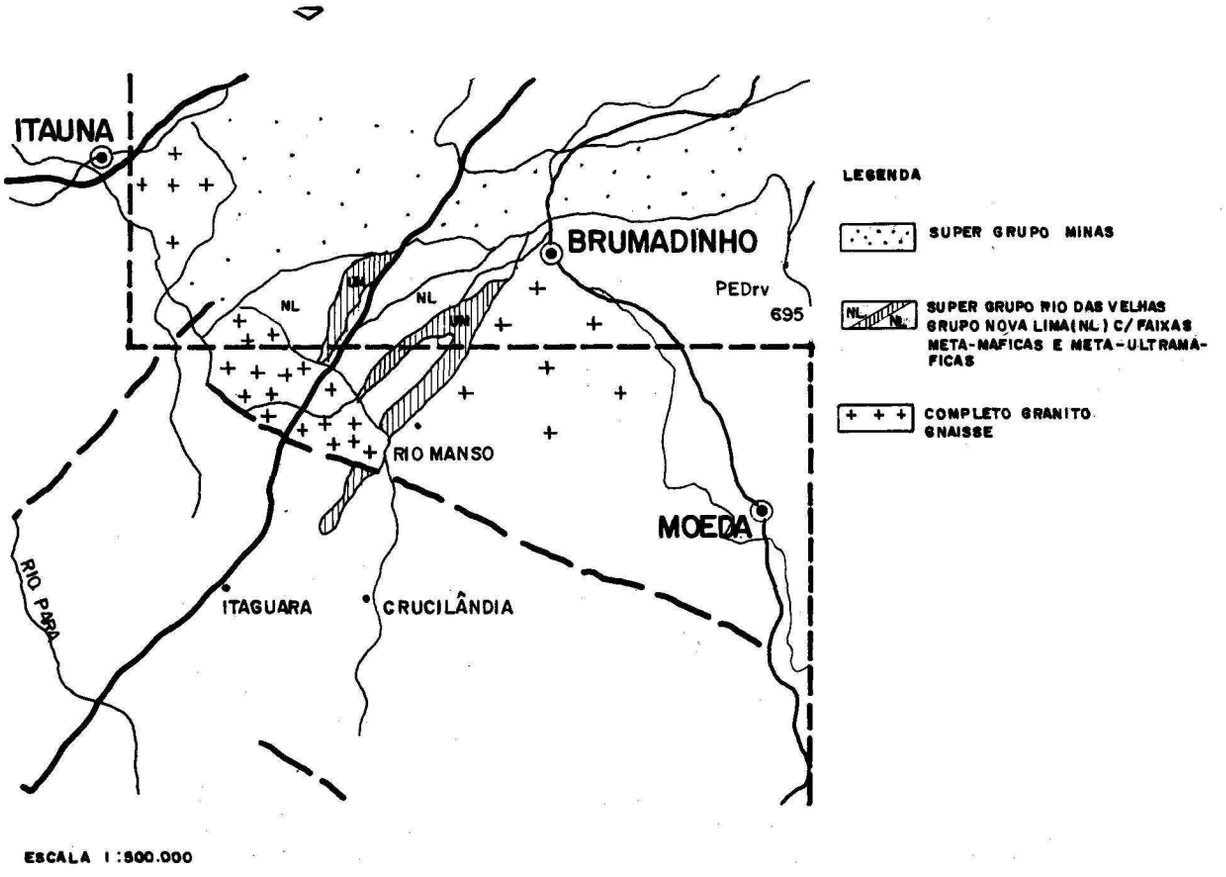
[1](UFMG-UnB)
[2](GMP-IG-UnB)

O afloramento de meta-komatiitos do Morro da Onça expõe conjuntos contínuos de derrames com textura *spinifex* de até 30m de espessura. Assim, as lavas ultramáficas da região de Rio Manso evidenciam a continuidade de rochas komatiiticas e do próprio *greenstone belt* Rio das Velhas para WSW do Quadrilátero Ferrífero. Constituem, juntamente com a ocorrência dos meta-komatiitos do Grupo Quebra-Osso, importantes exposições para o entendimento do vulcanismo ultrabásico no extremo sul do Cráton do São Francisco.

Referências

NOCE, C.M., PINHEIRO, S.O., LADEIRA, E.A.; SAD, J.H.G. 1990. Ocorrência de meta-komatiitos com textura *spinifex* no Grupo Nova Lima, oeste do Quadrilátero Ferrífero, M.G. Bol. Res. 36ºCongr. Bras. Geol, p.215.


44°
20°
BELO HORIZONTE
CONTAGEM
BETIM
SERRA DO CURRAL
BRUMADINHO
BR 381
ITAGURA
SÃO PAULO
SERRA DA MOEDA
BR 040
RIO ACIMA
CAETE
BR 356
OURO PRETO
JOÃO MONLEVADE
ESCALA 1:1000.000


ITAUNA
BRUMADINHO
PEDrv
695
NL
RIO MANSO
MOEDA
ITAGUARA
CRUCILÂNDIA
RIO PARA
LEGENDA
SUPER GRUPO MINAS
SUPER GRUPO RIO DAS VELHAS
GRUPO NOVA LIMA(NL) C/ FAIXAS
META-MAFICAS E META-ULTRAMÁ-
FICAS
COMPLETO GRANITO
GNAISSE
ESCALA 1:500.000

MECANISMO DE INTRUSÃO DO ENXAME DE DIQUES MÁFICOS ALCALINOS DE ITAPÉ – FAIXA ATLÂNTICA DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO – BAHIA – BRASIL

L. C. Correa Gomes[1]
C. B. Araujo[2]
M. A. F. Tanner de Oliveira[3]
M. J. M. Cruz[4]

1. Introdução.

O enxame de diques máficos de Itapé (**EDMI**), constitui uma das mais expressivas manifestações do magmatismo fissural basáltico do Estado da Bahia. Para uma rápida idéia da sua representatividade, basta se dizer que, em uma estreita faixa de poucos quilômetros de afloramentos — às margens do Rio Colônia, podem ser contadas várias dezenas de ocorrências filonianas, muito bem expostas e preservadas. Nesta faixa podem ser vistos corpos que exibem exóticas formas geométricas e que guardam dentro de si feições do fluxo magmático muito nítidas. As espessuras dos filões variam de poucos centímetros até mais de 6.0m e as orientações N40o a N50° predominam em condutos, via de regra, verticais. Eles estão provavelmente relacionadas aos fenômenos distensivos anorogênicos que geraram fissuras, parasitadas pelo magma basáltico alcalino, atribuídas à eventos ocorridos entre 550 Ma. e 660 Ma atrás (LIMA *et al.*, 1981).

2. Localização.

A cidade de Itapé fica localizada aproximadamente a 14° 50'S e 39° 28'W sobre um importante feixe de lineamentos que compõem a Zona de Cisalhamento de Itabuna - Itajú de Colônia (*ZCII*), orientada N 45° (Fig.1).

3. Metodologia.

Foram coletados os principais traços dos lineamentos da área (Fig.2), com a obtenção das suas direções e comprimentos. Estas informações foram plotadas em rosáceas de frequência (10° em 10°) e de frequência vezes comprimento. Por outro lado, foram medidas as orientações dos diques máficos e as suas espessuras. Os planos das fraturas - conduto foram também plotados em rosáceas de frequência e em seguida as direções foram multiplicadas pelas espessuras aflorantes dos filões.

4. Discussão.

Algumas importantes observações podem ser feitas após exame das informações obtidas. Na figura 3a, onde foram plotados apenas os números de medidas por direção, três conjuntos se destacam: o N 30° a N 60°, o N 130° a N 150° e o N0° a N 10°. Quando são considerados os comprimentos das linhas (Fig.3b) o conjunto N 30° a N 60° se impõe; isto é indicativo da existência de um sistema principal (SP), de traços mais longos e de outros dois secundários, mais numerosos porém mais curtos. É bom lembrar que este SP é paralelo à ZCII. Quando a atenção é focada sobre o EDMI (Fig.3c), salta aos olhos que as orientações N 20° a N 50° predominam, seguidas pelas N 0° a N 10°. Após a multiplicação das direções pelas espessuras dos diques (Fig.3d), pode-se notar que agora as orientações de N 0° até N 30° ganham relevo, enquanto que as N 30° a N 40° decrescem um pouco e as N 40° a N 50° praticamente desaparecem! A espessura

[1]ETFBa, UCSAL, IGUFBa
[2]UFBa
[3]IGUFBa
[4]CBPM, IGUFBa

de um dique máfico depende, grosso modo: da pressão magmática, da proximidade da área - fonte e da posição de fratura - conduto em relação ao campo de *stress* atuante. As orientações que se destacam agora, certamente, ocupam posições mais favoráveis ao preenchimento durante a colocação do magma e não necessariamente paralelas à ZCII!

Tocando no assunto colocação do magma, dezenas de feições estruturais, relacionadas ao fluxo, foram analisadas na área do EDMI. As principais e mais confiáveis correspondem à enclaves rotacionados, ramificações (e bifurcações) e alinhamento de cristais nas bordas dos filões. Um sumário dos resultados podem ser visto na Fig.4. Existe uma predominância do fluxo de SW para NE, em relação ao de NE para SW, de proporção superior à 2:1 (12 indicações contra 5).

A associação da distribuição geográfica dos corpos máficos, com os sentidos de movimentação do fluxo magmático, tem provado ser um instrumento valioso para a localização das áreas - fonte do magmatismo fissural e para identificação do ambiente tectônico atuante durante a solidificação do magma (CORRÊA GOMES *et al.*, 1988; CORRÊA GOMES, 1992).

5. Conclusões.

A luz dos fatos anteriormente expostos, algumas conclusões podem ser tiradas: 1) levando-se em consideração: a idade provável dos corpos filonianos e as fracas marcas de deformação que os mesmos apresentam macroscópica e microscopicamente, é possível se supor que houve um preenchimento magmático durante uma fase tardi - tectônica de reativação da ZCII. A colocação dos corpos do EDMI se deu com o aproveitamento das descontinuidades preexistentes da zona de cisalhamento (como inclusive já havia sido sugerido por ARCANJO & OLIVEIRA, 1991) porém, não são os traços paralelos aos lineamentos maiores N 40° a N 50°, os mais favoráveis à penetração do magma e sim um conjunto que vai das direções N 0° até N 30° que representaria naquele momento, fissuras tensionais. O nível crustal de colocação foi raso (no máximo 8,0 Km) como indicam as formas dos filões, a presença de margens de resfriamento etc. 2) A distribuição geográfico - geométrica dos diques máficos e as marcas e fluxo conduzem à duas possibilidades (Fig.5): i) um centro de espalhamento do magma próximo à Itapé, com maior quantidade de injeções no sentido Itapé - Itabuna; ii) dois centros de propagação do magma, um relacionado à Suíte de Itabuna, com menor potência local, e outro a partir da Suite de Itajú de Colônia, com maior participação local. Um levantamento litoquímico preciso deverá indicar rapidamente, qual possibilidade é a mais adequada.

Referências

ARCANJO, J. B. A. & OLIVEIRA, J. E. 1991. Dyke Swarms of Southeast São Francisco Craton in the Itabuna - Itapé Área, Bahia Brazil - In: International Symposium on Mafic Dykes - Excursion Guide, São Paulo - Brazil.

CORREA GOMES, L. C; TANNER DE OLIVEIRA, M. A. F.; LEAL, L. R. B. 1988. Feições Estruturais dos Diques Máficos - Relações entre o Magmatismo Fissural e as Condições Reológicas do Meio. Anais XXXV. Cong. Bras. Geol., Belém - PA. vol. 5, pp. 2217-2226.

CORREA GOMES, L. C. 1992. Diques Máficos: Uma Reflexão Teórica sôbre o Tema e o seu uso no Entendimento Prático da Geodinâmica Fissural. Tese de Mestrado. IGUFBA. 220 pp.

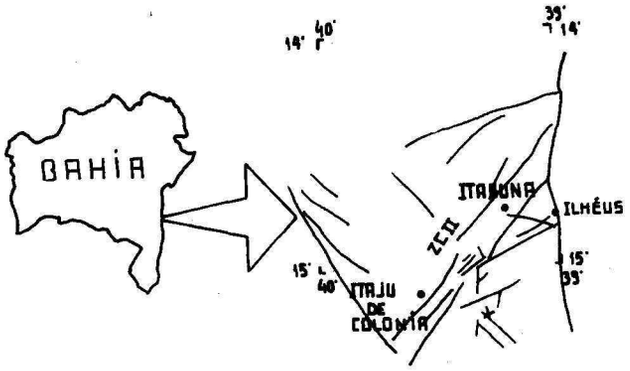


Figura 1. Mapa de localização da região de Itapé no Estado da Bahia.

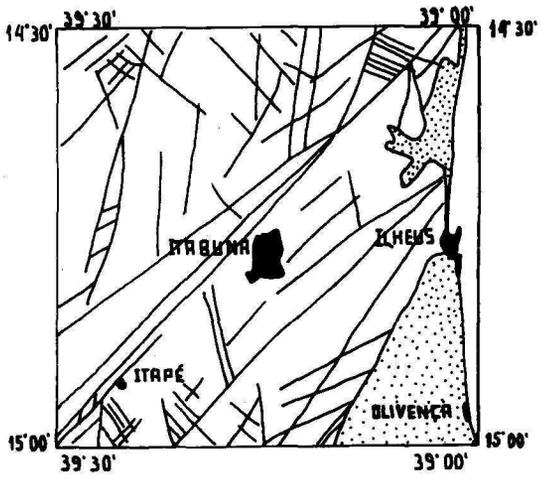


Figura 2. Distribuição esquemática dos lineamentos da região de Itabuna–Itapé–Ilheus. (Modificado de Arcanjo & OLIVEIRA, 1991).

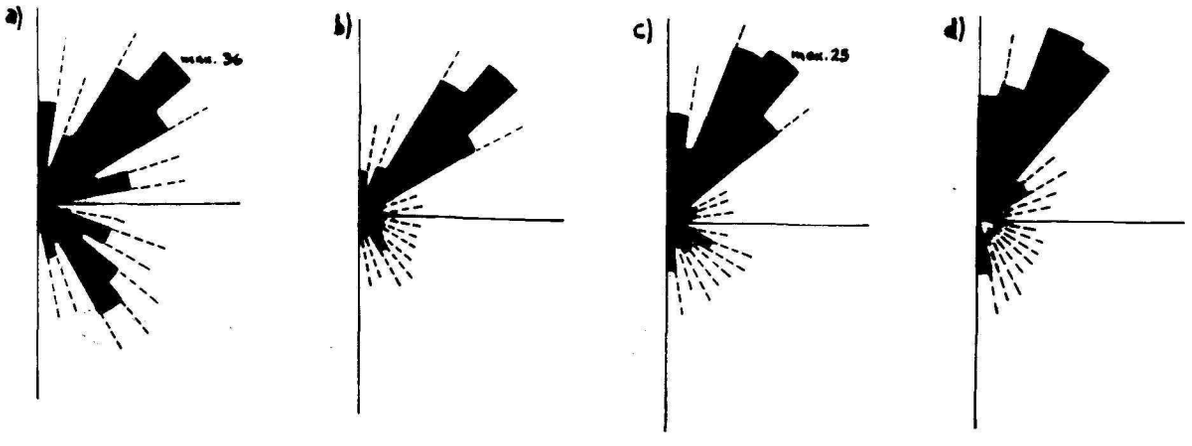


Figura 3. Rosáceas de frequência para a) Direção dos lineamentos, b) Direção × comprimento, c) Direção dos diques máficos, d) Direção dos diques × espessura.a e b, total de 288 medidas; c e d, total de 75 medidas.

Figura 4. Esquemà das orientações dos diques máficos da região de Itapé com indicações dos sentidos do fluxo do magma.

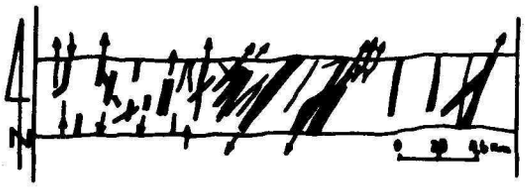
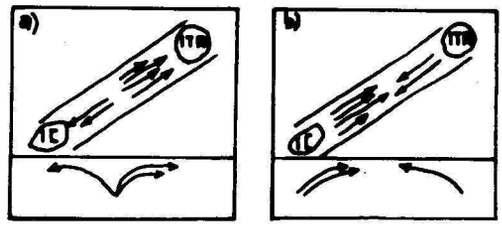


Figura 5. As duas possibilidades que podem explicar a concentração de diques máficos de Itapé e os vetores de fluxo encontrados. a) Itapé como centro de espalhamento do magma. b) Itapé como centro de confluência do magma.



DIQUES MÁFICOS NÃO-METAMORFISADOS PROTEROZÓICOS DA REGIÃO DE SALVADOR-BA: GEOQUíMICA, PETROLOGIA E ISÓTOPOS DE Sr-Nd.

C. Moraes-Brito[1,2]
G. Bellieni[3]
P. Comin-Chiaramonti[4]
A.M. Figueiredo[5]
L.S. Marques[1]
A.J. Melfi[1]
R. Petrini[6]
E.M. Picirillo[7]

1. Introdução e aspectos geológicos principais.

Os diques não-metamorfisados da região de Salvador estão localizados na porção leste do Cráton do São Francisco, na faixa litorânea da cidade do Salvador e arredores (Fig. 1).

Cortam rochas granulíticas de composição variando de ácidas a básicas, formadas durante a edificação da faixa móvel do Ciclo Transamazônico ($2,2-1,8$ Ga (CORDANI 1973; CORDANI & BRITO NEVES 1982).

Dados $^{40}Ar/^{39}Ar$ em plagioclásio de um dique e de biotitas do embasamento próximo ao seu contato, forneceram idades de 1.003 ± 33 Ma e 1.021 ± 8 Ma, respectivamente (D'AGRELLA FILHO *et al.* 1989). HEAMAN (1991), obteve idades de colocação mais jovens para os diques, realizadas em badeleítas, de 924 ± 2,6% Ma ($^{207}Pb/^{206}Pb$).

Vale ressaltar, que além dessa geração não-metamorfisada, existe uma outra de caráter metamórfico, de provável idade entre 1.800 a 2.200 Ma (MORAES-BRITO, 1992), que ressaltam diferentes épocas de fraturamento do cráton, com magmatismo basáltico associado, relacionadas a evolução de cinturões móveis do proterozóico, provavelmente do tipo ensiálico.

Os diques são subverticais a verticais com direções consistentes N–S. Suas espessuras predominam em torno de 2–3 m, variando de poucos centímetros até 50 m. Os diques mais espessos mostram um clara variação granulométrica, desde margens congeladas gradando para texturas mais grossas na sua porção interior.

2. Petrografia.

Nos diques de granulação fina (espessura < 2m) e nas margens congeladas dos diques mais espessos (e > 10m), predominam texturas porfiríticas e hialinas, enquanto que nas suas partes centrais prevalece texturas levemente porfiríticas a afíricas.

Em geral, os diques são compostos por plagioclásio ($An = 63-74$ (precoce) e $An = 43-53$ (tardios)); clinopiroxênios (augita e rara pigeonita), opacos e rara Fe-olivina. Como acessórios, apatita e zircão podem estar presentes. Biotita e anfibólio podem ocorrer nas bordas de piroxênios.

De acordo com DE LA ROCHE *et al.* 1980 e BELLIENI *et al.* 1991, os diques correspondem a basaltos toleíticos e transicionais e subordinadamente andesibasaltos e latibasaltos. Mostram um caráter toleítico com enriquecimento relativo de FeOt.

[1]Instituto Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo, São Paulo
[2]Universidade Estadual de Londrina, Paraná
[3]Dipartimento di Mineralogia e Petrologia, Università di Padova, Itália
[4]Istituto di Mineralogia, Petrografia e Geochimica, Università di Palermo, Itália.
[5]Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares (IPEN), São Paulo.
[6]Laboratorio di Geocronologia e Geochimica Isotopica, CNR, Pisa, Itália.
[7]Istituto di Mineralogia e Petrografia, Università di Trieste, Itália.

3. Geoquímica.

Em termos composicionais, os diques podem ser divididos em dois grupos distintos, caracterizados por baixos (< 2% peso) e altos (> 2% peso) conteúdos de TiO_2 e de elementos incompatíveis, BTi e ATi, respectivamente. Somente poucas amostras tem $TiO_2 > 3\%$. A maioria dos diques tem valores do número *mg* ($Mg/Mg+Fe^{2+}$)(< 0. 6), indicativos de origem a partir de magmas diferenciados.

A distribuição dos elementos maiores, menores e traços em relação ao MgO (Fig. 2) não mostra uma tendência bem definida. Em geral, o decréscimo de MgO está associado com o aumento de SiO_2, FeO_t, Na_2O, K_2O, P_2O_5, La, Y, Rb, Ba, Zr e Sr e com o decréscimo de CaO, Cr e Ni. Os diques ATi apresentam uma distribuição mais dispersa e são enriquecidos em elementos incompatíveis em comparação com os diques BTi, para conteúdos similares de MgO. As diferenças nas razões Zr versus elementos traços dos tipos ATi e BTi, sugerem que um tipo não pode ser gerados a partir do outro por um processo de cristalização fracionada.

Os padrões de ETR (Fig. 3) normalizados para condrito, de algumas amostras representativas, revelam que os diques BTi são caracterizados por um padrão pouco fracionado, com leve enriquecimento em ETR leves em relação as pesadas, e anomalias levemente positivas de Eu. Os diques ATi, apresentam padrões de ETR mais fracionados que os BTi, com maior enriquecimento de ETR leves que as pesadas e anomalias geralmente negativas de Eu (raras positivas). As razões iniciais de Sr–Nd (1,02 Ga) de amostras representativas dos diques podem ser vistas na figura 4, onde podemos observar que ambos possuem razões iniciais de Nd (Nd_o) similares a *Bulk Earth*, e caem no quadrante enriquecido do *mantle-array*. Os diques BTi, apresentam valores de Ndo sistematicamente menores que os diques ATi.

4. Conclusões.

Os diques estudados de Salvador são similares em muitos aspectos, àqueles do litoral de Ilhéus-Olivença (sul da Bahia, 1,0–1,1 Ga (BELLIENI *et al.* 1991), que estão relacionados a fontes mantélicas isotopicamente empobrecidas. As características composicionais (maiores, traços, ETR) dos diques ATi e BTi de Salvador, associado ao comportamento de Zr x traços, indicam fontes composicionalmente semelhantes.

As diferenças observadas entre ambos poderiam ter sido originadas por diferenças no grau de evolução dos líquidos gerados a partir desta fonte. Uma possibilidade, seria uma fonte tipo granada-peridotito, que por diferentes graus de fusão, maiores e menores, poderiam gerar os tipos BTi e ATi, semelhante ao apontado por BELLIENI *et al.* 1991 para os diques de Ilhéus-Olivença.

Portanto, os diques máficos de Salvador representam um magmatismo basáltico continental intraplaca, contemporâneo com o enxame de Ilhéus-Olivença, como resultado de uma das fases de tectônica rúptil que afetou o Cráton do São Francisco quando este ainda formava uma mesma massa com o Cráton do Congo.

Referências

BELLIENI, G.; PICCIRILLO, E. M.;ZANETTIN, B. 1981. IUGS, Subcomission on the systematics of igneous rockss, **87**:1–19.

BELLIENI, G.; PICCIRILLO, E. M.; CAVAZZINI, G; CIVETTA, L.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MELFI, A. J.; BERTOLO, S; De MIN, A. 1991. Eur. J. Mineral., **3**:429–449.

CORDANI, U. G. 1973. Tese Livre-docência, IG-USP, 98p.

CORDANI, U. G.; BRITO-NEVES, B. B. 1982. Rev. Bras. Geog., **12 (1–3)**: 78–88.

D'AGRELLA FILHO, M. S.; ONSTOTT, T.; PACCA, I. G.; RENNE, P.; TEIXEIRA, W. 1989. Bol. Ig-Usp, Sér. Cient., **20**: 1–8.

De LA ROCHE, H.; LETERRIER, P.; GRABDCLAUDE, P.; MARCHAL, M. 1980. Chem. Geol., **29**: 183–210.

HEAMAN, L. 1991. Int. Sym. Maf. Dykes. Ext. Abs. 7–9.

MORAES-BRITO, C. 1992. Dissertação Mestrado, IAG/USP, 96p.

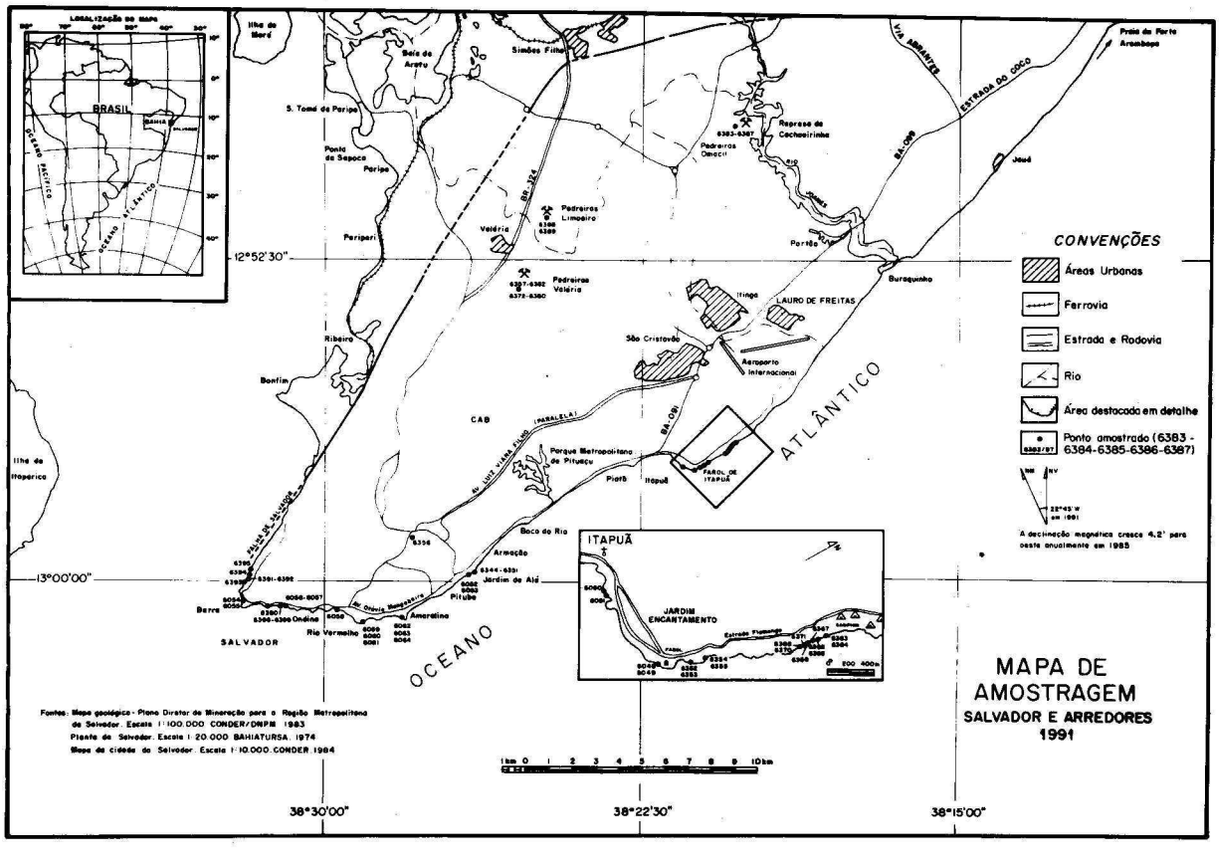


Figura 1. Mapa da localização dos diques da região de Salvador – Ba.

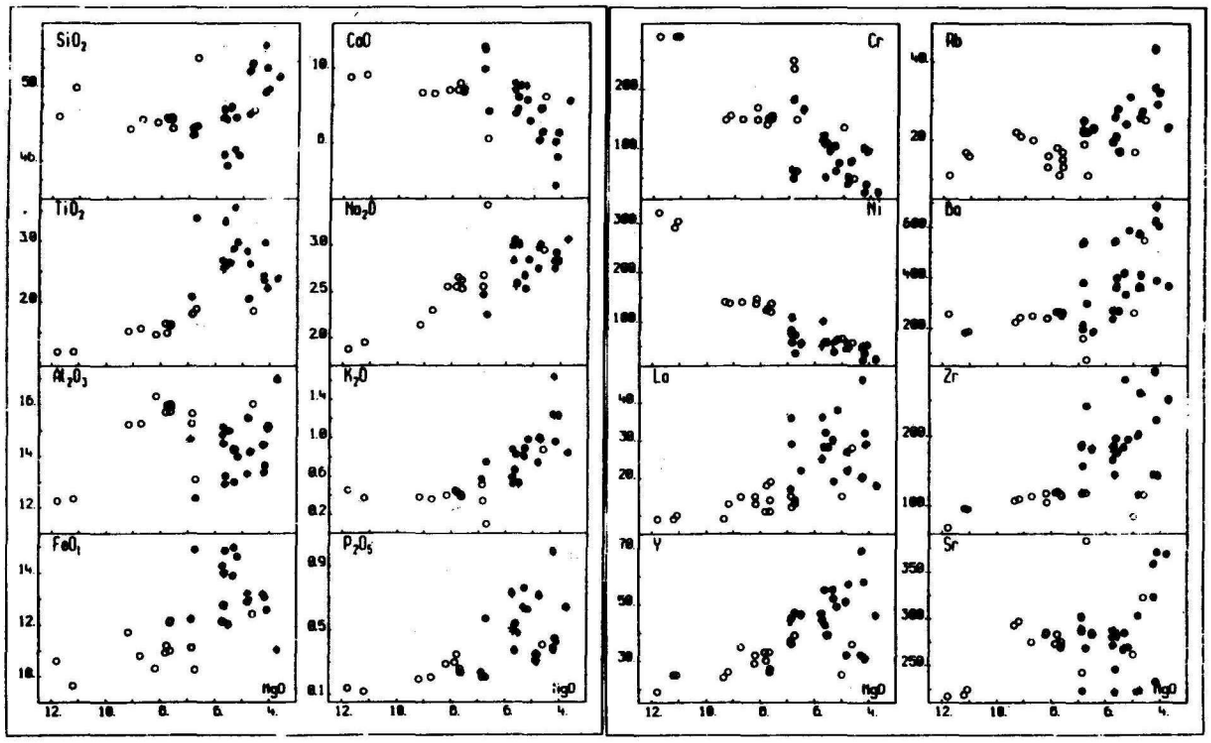


Figura 2. Diagramas de variação de MgO (% peso) versus SiO_2, TiO_2, Al_2O_3, FeO_t, CaO, Na_2O, K_2O, P_2O_5 (% peso), Cr, Ni, La, Y, Rb, Ba, Zr e Sr (ppm) para os diques da região de Salvador – Ba. ATi (•) e BTi (o).

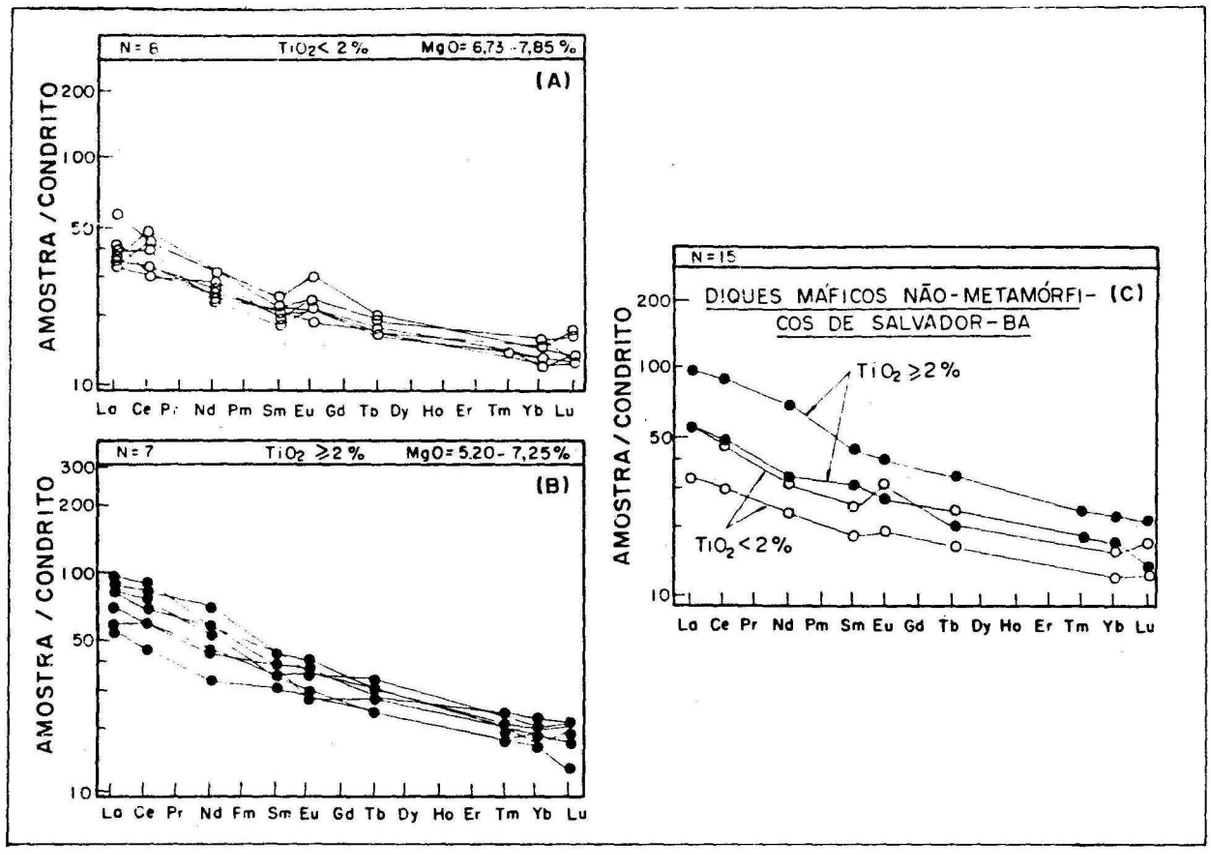


Figura 3. Padrões de abundâncias de elementos terras raras (ETR) dos diques não-metamórficos da região de Salvador – Ba, normalizados para condrito. (A) Diques BTi ($TiO_2 < 2\%$); (B) Diques ATi ($TiO_2 \geq 2\%$) e (C) Padrão geral.

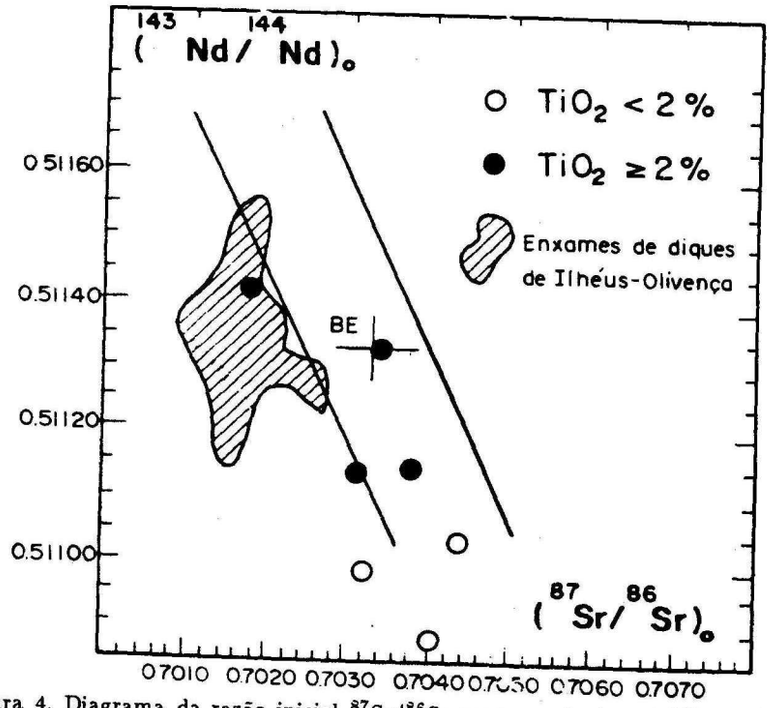


Figura 4. Diagrama da razão inicial $^{87}Sr/^{86}Sr$ versus razão inicial $^{143}Nd/\ ^{144}Nd$ para os diques não-metamórficos da região de Salvador – Ba. As razões isotópicas de Sr e Nd foram calculadas para idade de 1.020 Ma; BE = *Bulk Earth*.

COMPLEXOS MÁFICO-ULTRAMÁFICOS PRÉ-CAMBRIANOS DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, FAIXAS MARGINAIS E SEU SIGNIFICADO TECTÔNICO — UMA REVISÃO

Ariplinio A. Nilson[1]
Cássio Thyone A. de Rosa[2]

1. Introdução.

A geologia da região centro-leste do Brasil, abrangendo o Cráton do São Francisco e unidades geotectônicas vizinhas, inclui grande número de complexos máfico-ultramáficos (CMU) de diversos tipos. Essa região é constituida por terrenos granito-gnáissicos pré-cambrianos de médio a alto grau (Cráton do São Francisco, Maciço Mediano de Goiás e Maciço de Guaxupé) e faixas de dobramento proterozóicas.

A classificação proposta para os CMU do centro-leste do país é apresentada na figura 1.

2. CMU Sinvulcânicos.

Derrames de lavas komatiíticas formam espesso pacote, de até 500–1000 m de espessura, caracterizando a unidade basal dos *greenstone belts* de Goiás e Minas Gerais (p. ex. SCHRANK *et al.* 1984; NILSON 1984; DANNI 1988). Komatiítos são raros ou inteiramente ausentes nos *greenstone belts* e seqüências vulcano-sedimentares (SVS) eoproterozóicas da Bahia. Geralmente são sobrepostos por basaltos (komatiíticos ou toleíticos). Datações U-Pb tem confirmado idade arqueana (2.7 Ga) para os komatiitos.

No estado de Goiás, ocorrem komatiitos nas regiões de Crixás, Guarinos, Pilar de de Goiás, Hidrolina e nas vizinhanças da cidade de Goiás. Os komatiitos de Crixás e Hidrolina com textura spinifex contém 27-33% de MgO (em base anidra) e razão Al_2O_3/TiO_2 de $\pm 8,0$ em Crixás e $\pm 20,0$ em Hidrolina (ARNDT *et al.* 1989; RIVALENTI *et al.* 1990). Teriam se formado por fusão parcial de manto heterogêneo do tipo espinélio peridotito.

Em Minas Gerais, tem-se komatiítos na base dos *greenstone belts* Rio das Velhas (C. Quebra Osso, C. Boiadeiros(?), Congonhas e Rio Manso), Morro do Ferro (Fortaleza de Minas) e Piumhi (SCHRANK *et al.* 1984). Os komatiítos com textura spinifex contém MgO na faixa de 20–30% (25–35% no C. Quebra Osso) e razão Al_2O_3/TiO_2 próxima de 20 ou 30.

CMU acamadados sinvulcânicos, listados e localizados na figura 1, ocorrem principalmente em *greenstone belts* e SVS eoproterozóicas de Minas Gerais e Bahia. O sill máfico-ultramáfico de Ipueira (Bahia), intensamente deformado e metamorfizado, apresenta uma seqüência cumulática dominantemente ultramáfica (DEUS & VIANA 1982), formada a partir de magma picrítico, em condições crustais rasas. Pequenos CMU dominantemente ultramáficos, associam-se aos *greenstone belts* de Piumhi, Fortaleza de Minas e Serrinha (Itapicuru), na Bahia. O sill gabróico do Rio Jacaré está alojado no limite NE da SVS de Contendas-Mirante.

3. CMU acamadados, deformados e metamorfizados em terrenos granito-gnáissicos.

Estes corpos encontram-se metamorfizados em fácies anfibolito ou granulito, em terrenos de médio a alto grau, na forma de um grande número de CMU de porte médio e pequeno (Fig. 1) e cinco complexos de grande dimensão.

O CMU de Americano do Brasil, em Goiás, é constituído por rochas cumuláticas, desde dunitos e peridotitos até hiperstênio noritos, com variação críptica significativa (olivina Fo 88-74, opx En 86-54). As rochas, de *trend* toleítico, se formaram a partir de magma basáltico de FeO/MgO próximo de 1,0 e alta pH_2O (NILSON 1984), em provável ambiente de raiz de arco de ilhas. Em contraste, os corpos vizinhos de Mangabal, mais ricos em rochas gabróicas,

[1]IG/UnB
[2]IG/UnB

originaram-se a partir de magma basáltico seco. O CMU vizinho de Águas Claras, equilibrado em fácies granulito, juntamente com as rochas encaixantes, reflete cristalização magmática de magma picrítico em condições de crosta médio-inferior (NILSON 1982). Já o pequeno sill de Caraíba, um dos numerosos CMU do vale do Curaçá (Bahia), é constituído essencialmente por noritos, gabronoritos e gabros intensamente deformados e reequilibrados em fácies granulito. Foi formado a partir de magma basáltico de alta razão FeO/MgO, previamente fracionado. Neste mesmo contexto, o corpo gabro-anortosítico do Rio Piau, submetido a metamorfismo de fácies hornblenda granulito, formou-se a partir de magma toleítico de FeO/MgO > 1,0 (CRUZ *et al.* 1989).

O CMU de C.A. de Lourdes (11,0 × 1,2 km), fracamente metamorfisado, é constituído por piroxenitos, gabros e anortositos cumuláticos, além de ilmenita magnetitito. Foi gerado a partir de um magma basáltico toleítico seco, em condições intracratônicas rasas (COUTO & NILSON 1992).

Os grandes CMU acamadados, deformados e metamorfisados, são exemplificados pelos complexos de Niquelândia, Barro Alto e Canabrava, em alinhamento NNE de 350 km de extensão, mais Santa Bárbara em Goiás e Campo Formoso na Bahia. O CMU de Niquelândia (65 × 35 km), em contato de falha com granito-gnáisses milonitizados, compõe-se de meta-cumulatos agrupados em: unidade máfica de leste (gabronoritos com intercalações de websteritos), unidade ultramáfica (dunitos, harzburgitos e piroxenitos), unidade máfica central (gabronoritos e noritos) e unidade Serra dos Borges (rochas gabróicas e anortosíto-leuco gabróicas), com metamorfismo até fácies granulito (FERREIRA Fº *et al.* 1992). Olivina e ortopiroxênio atingem Fo 92 e En 92, tendo cristalizado a partir de um magma picrítico (Girardi *et al.* 1986), em ambiente de rifteamento crustal no Proterozóico médio (1560-1600 ma, FERREIRA Fº & NALDRETT, 1993; NILSON & FERREIRA Fº , 1993). No ciclo Brasiliano (770–795 ma) este corpo foi submetido a deformação e metamorfismo de alto grau.

Em contraste, o CMU de Santa Bárbara, compõe-se essencialmente de rochas gabróicas e gabro-anortosíticas, as vezes com textura pegmatóide, semelhante aquela de corpos gabro-anortosíticos arqueanos de outros escudos. Exibe feições cumuláticas e metamorfismo de fácies anfibolito (SILVA & NILSON 1990). Formou-se a partir de magma basáltico toleítico seco, rico em Al_2O_3, a profundidade relativamente rasa. A intrusão de Campo Formoso, de idade superior a 2.0 Ga, foi intensamente erodida, restando apenas o peridotito submetido a intensa alteração hidrotermal. Relaciona-se a rifteamento crustal.

4. CMU acamadados pouco deformados.

São exemplificados pela pequena intrusão de Ipiaú (Bahia), composta por uma seqüência cumulática de peridotitos, piroxenitos e leucogabronoritos, sem recristalização metamórfica (ABRAM & SILVA 1992), formada a partir de magma basáltico toleítico.

5. CMU de faixas de dobramento.

Restringem-se virtualmente aos corpos de serpentinito de mélange ofiolítica neoproterozóica (?) do grupo Araxá (faixa Uruaçu) em Goiás. Formam corpos pequenos e alongados, com até 5 km de extensão, em contato tectônico e foliações concordantes com os meta-sedimetos associados. O serpentinito tem composição equivalente a harzburgito residual de manto e contém lentes de cromita podiforme (NILSON 1984). Os melhores exemplos são os alinhamentos de Abadiânia e Cromínia (STRIEDER & NILSON no prelo).

6. Conclusão.

O Cráton do São Francisco, suas faixas de dobramento marginais e o Maciço Central Goiano apresentam vários tipos de CMU (Fig. 1), destacando-se o grande número de corpos acamadados deformados e metamorfizados em terrenos granito-gnáissicos (tipo 2) e as áreas de ocorrência de lavas komatiíticas em *greenstone belts* de Goiás e Minas Gerais. Pequenos corpos de serpentinito alpino se restringem à mélange ofiolítica de Goiás. A variação de características primárias dos

CMU acamadados é função de diferentes composições do magma parental, repetição de pulsos magmáticos, profundidade crustal de consolidação do magma, etc.

Os CMU de terrenos gnáissicos são principalmente de ambiente intracratônico, com deformação e metamorfismo subseqüentes, incluindo o extenso alinhamento dos grandes corpos de Barro Alto, Niquelândia e Canabrava, resultado de importante evento de rifteamento crustal do Proterozóico médio. Conhecem-se poucos exemplos de CMU formados em ambiente de arco de ilha ou margem continental ativa, ou que representem remanescentes de crosta oceânica pretérita, estes restritos à *mélange* ofiolítica de Goiás.

Referências

ABRAM, M.B. & SILVA, M.G. 1992. 37º Congr. Bras. Geol., Bol. Res. Expand. 1: 449–450.

ARNDT, N.T.; TEIXEIRA, N.A.; WHITE, W.M. 1989. Contrib. Mineral. Petrol. 101: 187–197.

COUTO, L.F. & NILSON, A.A. 1992. I Simp. Reg. Geol. Bahia-Sergipe, Anais: 38–41.

CRUZ, M.J.M.; DEMANGE, M.; FONTEILLES, M. 1989. 2º Congr. Bras. Geoq., Anais: 215–227.

DANNI, J.C.M. 1988. Rev. Bras. Geoc., 18 (4): 381-390.

DEUS, P.B. & VIANA, J.S. 1982. 32º Congr. Bras. Geol.,Rot.Exc., Bol. 3: 44–52.

FERREIRA Fº , C.F.; NILSON, A.A.; NALDRETT, A.J. 1992. Prec. Res. 59: 125–143.

FERREIRA Fº , C.F. & NALDRETT, A. J. 1993. I Enc. Bras. EGP Vol. Res. Expand. 25–28.

GIRARDI, V.A.V.; RIVALENTI, G.; SINIGOI, S. 1986. Jour. of Petrol. 27(3): 715–744.

NILSON, A.A. 1984. 33º Congr. Bras. Geol., Anais. 4: 166-4.203.

NILSON, A.A. 1992. 37º Congr. Bras. Geol., Bol. Res. Expand.1: 457.

NILSON, A.A. & FERREIRA Fº 1993. Roteiro de Excursão do Complexo de Niquelândia. I Enc. Bras. EGP. 1–31.

NILSON, A.A.; SANTOS M.M.; CUBA, E.A. 1982. Rev. Bras. Geoc. 12(1–3): 487–497.

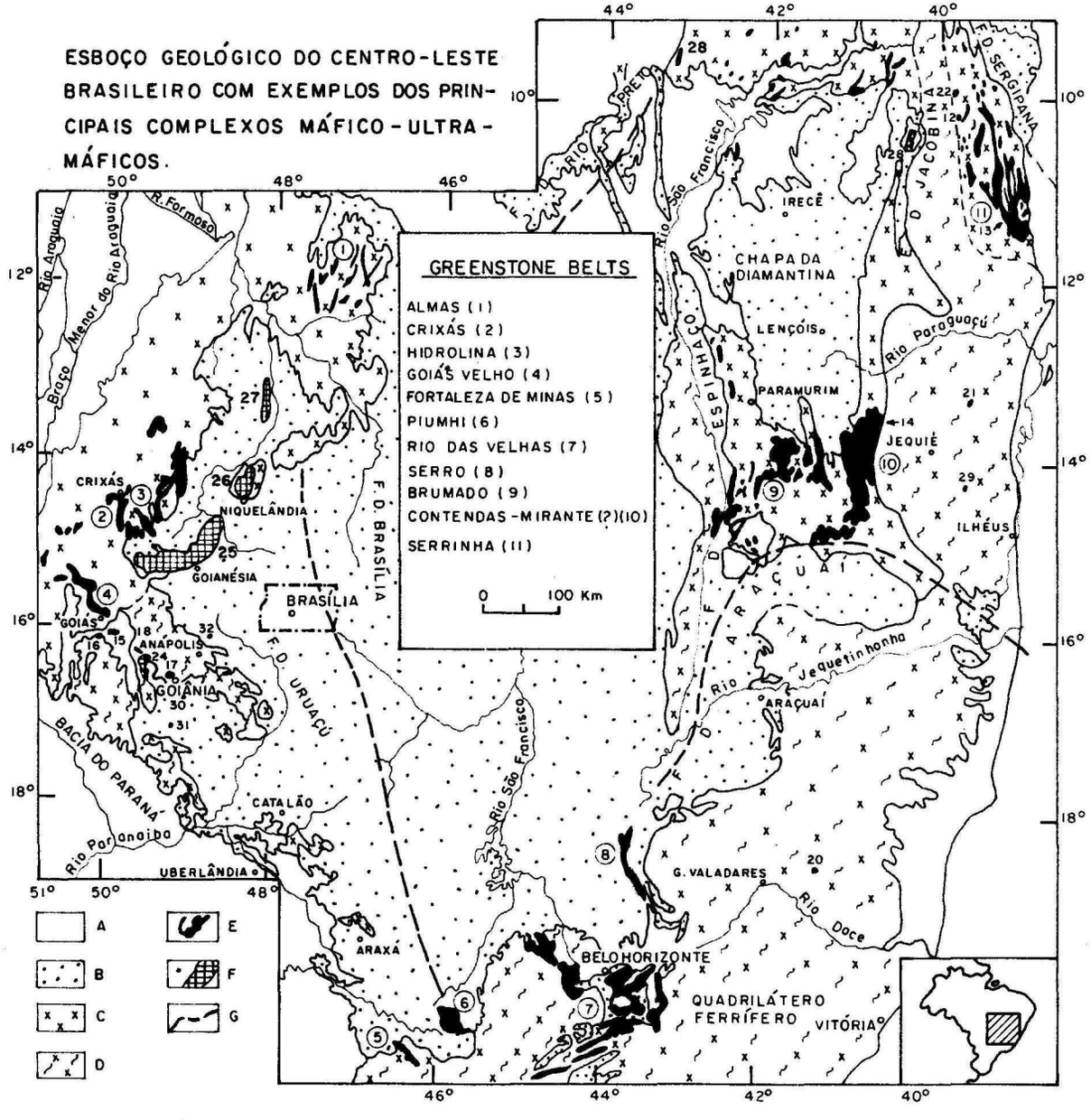
RIVALENTI, G.; MAZZUCHELLI, A.; GIRARDI, V.A.V.; CANDIA, M.A.F.; COLTORTI, M.; CORREIA, C.T.; SIENA, F.; FINATTI, C. 1990. Rev. Bras. Geoc. 20(1–4): 165–172.

SCHRANK, A.; PADILHA, A. V.; SICHEL, S.; SZABÓ, G.J.A. 1984. Anais: XII: 5335–5377.

SILVA, F.O. & NILSON, A.A. 1990. 36º Congr. Bras. Geol. Anais: 4:1898–1912.

STRIEDER, A.J. & NILSON. A.A. (no prelo). Rev. Bras. Geoc..

ESBOÇO GEOLÓGICO DO CENTRO-LESTE BRASILEIRO COM EXEMPLOS DOS PRINCIPAIS COMPLEXOS MÁFICO-ULTRAMÁFICOS.



CORPOS MÁFICO-ULTRAMÁFICOS (CMU) DO CENTRO-LESTE BRASILEIRO.

1 - CMU SINVULCÂNICOS (GREENSTONE BELTS, ETC)

1.1. DERRAMES DE KOMATIITOS
EX. CRIXÁS, HIDROLINA, GOIÁS, PIUMHI, FORT. DE MINAS, RIO DAS VELHAS.

1.2. INTRUSÕES ACAMADADAS TOLEÍTICAS
EX. IPUEIRA (12), S. LUZ (13), RIO JACARÉ (14) SERRO, PIUMHI.

2 - CMU ACAMADADOS, DEFORMADOS E METAMORFIZADOS

2.1. CMU DE TAMANHO PEQUENO A MÉDIO.
EX. AMERICANO (15), MANGABAL (16), GOIANIRA-TRINDADE (17), ÁGUAS CLARAS (18), LIBERDADE (19), IPANEMA (20), R. PIAU (21), CARAIBA (22), C.A. LOURDES (23).

2.2. CMU DE DIMENSÃO GRANDE
EX. S. BÁRBARA (24), BARRO ALTO (25), NIQUELÂNDIA (26), CANABRAVA (27), CAMPO FORMOSO (28).

3 - CMU ACAMADADOS POUCO DEFORMADOS

EX: IPIAU (29)

4 - CMU DE MÉLANGE OFIOLÍTICA

EX. MORRO FEIO (30), ABADIÂNIA (31), CROMÍNIA (32).

LEGENDA

A - COBERTURA FANEROZÓICA

B - COBERTURAS E FAIXAS DE DOBRAMENTO (F.D.) PROTEROZÓICAS

C - TERRENOS GRANITO-GNAISSE-GREENSTONE

D - TERRENOS GNÁISSICOS INDIVISOS

E - GREENSTONE BELTS

F - COMPLEXOS MÁFICO-ULTRAMÁFICOS

G - LIMITE DE FAIXA DE DOBRAMENTO.

LATE PROTEROZOIC MAFIC DYKES SWARM FROM THE ESPINHAÇO RANGE (MINAS GERAIS - BRAZIL): GEOCHEMISTRY AND TECTONICAL SETTING

T.M. Dossin[1]
I. A. Dossin[1]
J. Charvet[1]
A. Pouclet[1]
H. Lapierre[2]

1. Introduction.

The São Francisco Craton is characterised by several Precambrian dyke swarms. To the Southeast, in the Espinhaço Range Region, the Late Proterozoic swarm is particularly well represented. The study of these dykes is important for understanding the genesis of this magmatism and in order to determine the local geotectonic context of emplacement: extensional intra-plate processes or continental break-up and drifting?

2. Geological framework and petrography.

The swarm cross-cut high-grade metamorphic terrains of Archean basement and the Early and Middle Proterozoic metasedimentary sequences (Fig. 1). Geochronological data indicate that dyke intrusion at 906 2 Ma(U/Pb in zircon, MACHADO *et al.* 1989). The Brasiliano Orogeny, a Late Proterozoic compressional tectonic event has produced deformation and low-grade metamorphism on all these rocks.

Dykes are linear, mainly subvertical, usually with a thickness of a metre or two, and oriented dominantly in a N-S direction controled by the pre-existent fracture system of country rocks. In general, the dykes are microgabbros. Augite ($En_{45}Fs_{15}Wo_{40}$), the first phase to crystallize, is rarely preserved, usually replaced by actinolite. Plagioclase laths(An 25–60) are frequently replaced by albite, epidote and sericite. Fe-Ti oxides occur as skeletal to anhedral grains of late crystallization. Accessory minerals are quartz, sphene and apatite.

3. Geochemistry.

Chemical compositions attest the subalkaline character for the most of the dykes in agreement with their mineralogy. They are satured, with normative hyperstene and olivine. Their compositions with SiO_2(46, 2–48, 8%), MgO(11, 8-5, 3%) and TiO_2(1, 0–2, 6%) contents are characteristics of olivine tholeiitic magma. Covariation diagrams of the incompatible elements show that all the analysed rocks belong to the same magmatic series. A moderate differentiation is noticed: Mg-numbers systematically decreases from 63 to 42, with the compatible trace element contents, from the most primitive (Ni=259ppm, Cr=532ppm) to the weakly evolved (Ni=83ppm, Cr=85ppm) composition.

Geochemical signature is evidenced on normalized trace element diagrams(Fig. 2 A and B). The primordial mantle-normalized incompatible element patterns show moderate enrichment of the most incompatibles, with a weak negative Nb anomaly and a marked positive Th anomaly. Low Ba and Rb contents in some samples can be due to the metamorphism effect. The REE patterns show enrichment in light-REE [4, $1<(La/Yb)_n<7$, 2] and small negative or positive Eu anomalies, that can be related to plagioclase removal or accumulation, respectively. As a whole, chemical features of the dykes are those of the continental tholeiites.

[1]URA/CNRS 1366, GDR 969, Lab. Geol. Struc. , Université d'Orléans, 45067 Orléans, France
[2]Lab. Geol. et Mineral. , Inst. Dolomieu, Université de Grenoble, 33031 Grenoble, France

4. Petrology.

No samples appear to represent a primary mantle-derived magma among the Espinhaço dykes. All are fractionated, indicating olivine fractionation from originally more magnesian magmas. The systematic decreasing of compatible elements and increasing of the lithophiles with the magmatic differentiation, reflect subsequent crystal fractionation of these magmas, during the ascent to the surface. The pressure conditions were relatively low, necessary for clinopyroxene and plagioclase crystallization, and under weak partial oxygen pressures as indicated by the late crystallization of the Fe-Ti oxides. The fractionated magmas might to feed directly the dykes at the surface, or be pooled in higher reservoirs, where they might be further differentiated and possibly contamined by assimilation of continental crust, leading to the separation of eruptive magmas.

Data are consistent with magma production by partial melting of an enriched source, possibly continental lithosphere with a spinel lherzolite-like composition.

5. Tectonical setting.

This extensional event was related to the formation of the rift system on the West Gondwana continent 1100-900 Ma ago (PORADA 1989). In Espinhaço Region, the stress has produced a weak extension, with crustal fracturation and formation of the dyke swarm. Chemical features, particularly Nb and Th anomalies, suggest that these rocks were within-plate continental types, and no products of initial break-up due to drifting. Magmatogenesis was probably related to the decompression melting of mantle sources, as a consequence of lithospheric thinning. All data support a regional ensialic model for this extensional event. Towards north, the extension rates have been more important and led to the formation of oceanic basins(Salinas Complex and São Francisco Supergroup *pro parte* after UHLEIN and TROMPETTE 1992 and PEDROSA SOARES *et al.* 1992).

References

CULLERS, R. L. & GRAF, J. L. 1984. Rare Earth Elements in Igneous Rocks of the Continental Crust: Predominantly Basic and Ultrabasic Rocks. In: HENDERSON, P. Ed. , *Rare Earth Elements Geochemistry*, Develop. Geochemistry 2, Elsevier, pp: 237–274.

EVENSEN, N. H.; HAMILTON, P. J.; ÓNIONS, R. K. 1978. Rare Earth Abundances in Chondritic Meteorites. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 42: 1199–1212.

HOLM, P. E. 1985. The Geochemical Fingerprints of Different Tectonomagmatic Environments Using Hygromagmathophile Element Abundances of Tholeiitic Basalts and Basaltic Andesites. *Chem. Geol.* , 51: 303–323.

MACHADO, N; SCHRANK, A.; ABREU, F. R.; KNAUER, L. G.; ABREU, P. A. A. 1989. Resultados Preliminares da Geocronologia U–Pb na Serra do Espinhaço Meridional. *Ann. V Simp. Geol. Minas Gerais e I Simp. Geol. Brasília.* Soc. Bras. Geol. , Minas Gerais, 10: 171–174.

PEDROSA SOARES, A. C.; NOCE, C. M.; VIDAL, Ph.; MONTEIRO, R.; LEONARDOS, O. H.: Towards a New Tectonic Model for the Late Proterozoic Araçuaí (SE Brazil) — West Congolian(SW Africa) Belt. *J. South Amer. Earth Sci. (in press).*

PORADA, H. 1989. Pan-African Rifting and Orogenesis in Southern to Equatorial Africa and Eastern Brazil. *Precamb. Res.* 44: 103–136.

SUN, S. S. & McDONOUGH, W. F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and proceses. In: SAUNDERS, A. D. & NORRY, M. J. Eds. , *Magmatism in the Oceanic Basins*, Geol. Soc. Spec. Pub. , 42: 313–345.

UHLEIN, A & TROMPETTE, R. 1992. A evolução de um rift intracontinental para uma margem continental passiva: o exemplo da faixa de dobramentos Araçuaí (MG). *Ann. 37º-Cong. Bras. Geol.* , Soc. Bras. Geol. , São Paulo, p. 93–94.

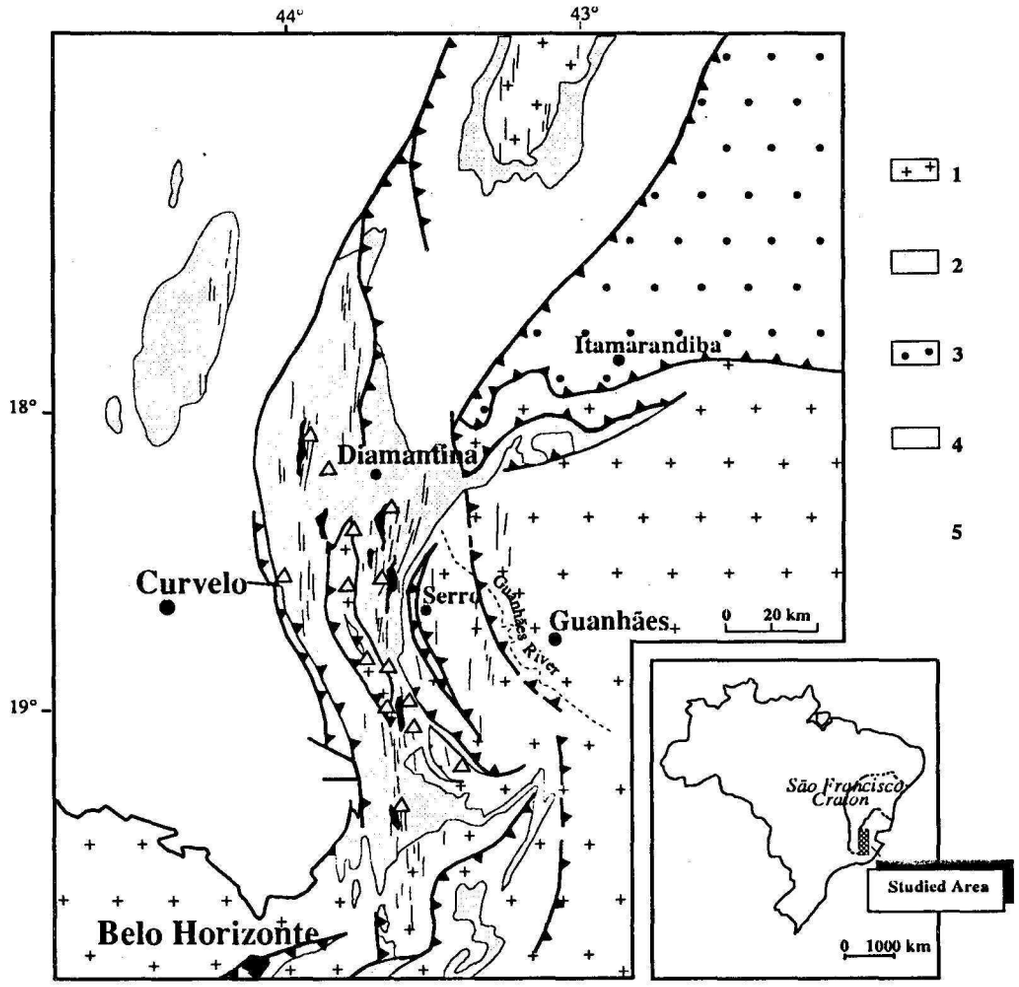


Fig.1: Geological map of south-east São Francisco Craton with locations of Upper Proterozoic dyke swarm. The dykes shown were derived largely from ground observations, confirmed by remote sensoring surveys. (1). Archean basement and volcanic-sedimentary sequences, (2). Proterozoic metasedimentary covers cut by the dykes: Minas and Espinhaço supergroups. Metasedimentary covers younger than dykes: São Francisco Supergroup (3) and Salinas Complex (4). Δ Locations of analysed samples.

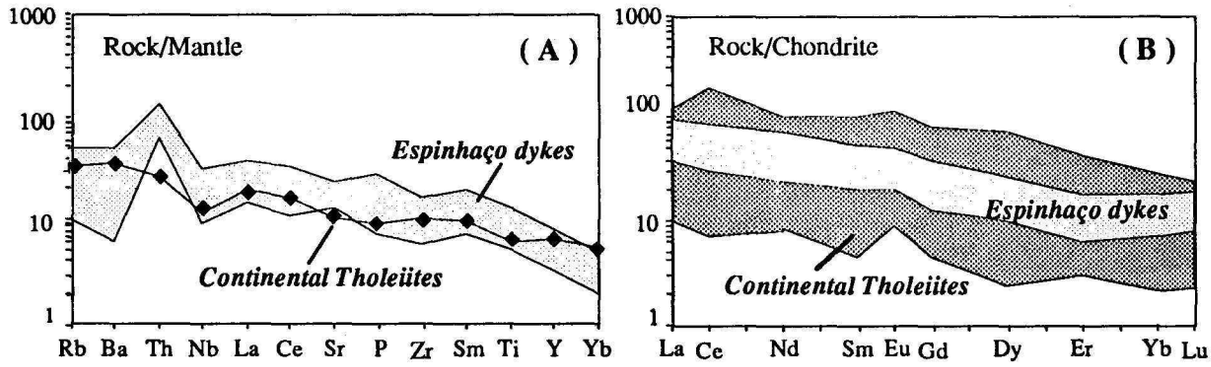


Fig.2: Range of geochemical patterns for Espinhaço dykes compared to continental tholeiites. (A). Mantle-normalized plot of magmathophile elements and (B).Chondrite-normalized plot of rare-earth elements. Normalizing factors in A after Evensen et al.(1978) and in B after Sun & McDonough(1989). Field of continental tholeiites after Holm(1985) and Cullers & Graf(1984).

EVIDENCES OF A CONSTRUCTIVE MARGIN IN THE SANFRANCISCAN PLATE (ARAÇUAÍ BELT, MG): A GEOCHEMICAL EVALUATION OF METABASIC ROCKS[1]

A. C. Pedrosa–Soares[2]
J. H. Grossi Sad[2]
Ph Vidal[3]

The limits of the Late Proterozoic Sanfranciscan Plate have been delineated by recent works (see ALKMIM *et al.* 1993 and FUCK *et al.* 1993). PEDROSA–SOARES *et al.* (1992a,b) proposed a tectonic model for the Araçuaí Belt (southeastern margin of the São Francisco Craton) where the Ribeirão da Folha Facies (Salinas Formation, Macaúbas Group) and associated tectonic slabs of meta–ultramafic rocks indicate an ophiolite–type suite of brasiliano age. The Ribeirão da Folha Facies is located in the region marked by large gravimetric and magnetometric anomalies, in the inner tectonic domain of the Araçuaí Belt.

This paper presents geochemical and petrological data of metabasic rocks from the Ribeirão da Folha Facies. Eleven samples from a section along the Ribeirão da Folha Valley (Folha Genipapo, Carta Geográfica do Brasil, IBGE) were analysed for major and trace elements, including REE, and Sm-Nd isotopes. These data are interpreted in conjunction with eight analysis selected from those presented by UHLEIN (1991).

The metabasic rocks occur as intercalations (some meters to probably two hundred meters thick) in a metasedimentary pile composed of hyperaluminous schists, quartz–mica schists, graphite schists, sulphide bearing and rarely pure metacherts, banded iron formations (magnetite or Fe-garnet or sulphide rich types), diopsidites with massive sulphide bodies and fine–grained quartzites. Metavolcanic rocks of intermediate and acid composition are absent, as it seems to be the rule for the Salinas Formation.

Field, petrographic and geochronological data indicate that the metabasic rocks of the Ribeirão da Folha Facies are precinematic basaltic flows in respect to the deformation and metamorphism (Rb-Sr ages at about 650 Ma, SIGA JR. 1986) of the Salinas Formation. A whole–rock isochronic Sm-Nd age of 81672 Ma (εNd=+3.8; MSWD=0.39) was obtained from six samples of the metabasic rocks. This age probably dates a basic magmatic episode in the distal portion of the Macaúbas Basin.

The metabasic rocks are banded and/or foliated amphibolites. Amphiboles (hornblende, tremolite–actinolite, anthophyllite), plagioclase (bytownite to calcic andesine) and diopside are the essencial minerals. Important epidotization, carbonatization and/or sericitization are restricted to milimetric to decimetric bands controlled by ductile shear. The accessory minerals are titanite, ilmenite, rutil, zircon and magnetite; (the modal values of the first four clearly reflecting the geochemical signatures discriminated bellow).

The metabasaltic rocks of the Ribeirão da Folha Facies may be grouped in two types from which the main geochemical data, isotopic ratios and normative contents, in mean values, are shown in Table 1.

The incompatible elements (mainly REE, Y and Zr), and Al2O3, K2O, FeO and Co, when plotted against TiO2 show linear trends which could possibly be interpreted as parts of a single differentiation trend.

The geochemical attributes show that both types are tholeiites, which may be related to ocean floor and ocean island basalts.

The REE contents of the **Type I** metabasalts are not depleted in LREE, contrary to normal–type MORB, and show a flat mean pattern exhibiting a positive Eu anomaly. This signature may be correlated to mid–ocean ridge basalts of the transitional type (T-type MORB).

[1]Financial support from FAPEMIG, PrPq–UFMG, CNPq and CAPES/COFECUB 82/87
[2]UFMG–IGC–CPMTC. Caixa Postal 2608, Belo Horizonte, MG, Brasil
[3]Université Blaise–Pascal, CNRS–URA 10. 5, r. Kessler, Clermont–Ferrand, France

Table 1. Geochemical data from Type I (low Ti/high Al) and Type II (high Ti/low Al) metabasaltic rocks of the Ribeirão da Folha Facies, (Salinas Formation). Major elements and normative contents in %, trace elements in ppm. Mean values

Mean values	Type I	Type II	Mean values	Type I	Type II
SiO_2	49.34	47.00	CaO/Al_2O_3	0.85	1.34
TiO_2	0.54	2.51	K/Rb	108	129
Al_2O_3	16.23	12.15	Ni/Co	3.8	4.3
FeO_t	4.92	9.3	ΣREE	16.6	106.5
MgO	9.2	8.8	$(La/Sm)_{cn}$	1.19	2.7
CaO	14.6	16.3	$(Yb/Gd)_{cn}$	0.58	0.41
Na_2O	1.61	0.80	Eu/Eu*	1.43	1.01
K_2O	0.17	0.21	Eu/Sm	0.29	0.32
P_2O_5	<0.05	0.47	$(La/Lu)_{cn}$	2.64	13.16
Sr	313	373	$^{147}Sm/^{144}Nd$	0.2273	0.1312
Ba	76	92	$^{143}Nd/^{144}Nd$	0.513021	0.512493
Zr	≤79	206	$\epsilon_{Nd(800Ma)}$	+4.4	+3.9
Y	10	24	Normative Di	25.8	36.9
Nb	<5	35	Normative Hy	12.4	9.7
Cr	284	598	Normative Ol	2.3	4.3

Many of the **Type I** incompatible element ratios (i.e., Nb/Zr <1 and (La/Ce)cn1) are also different from the normal-type MORB. **Type II** are significantly enriched in LREE, showing an inclined mean pattern with a very small Eu anomaly and (Ce/Yb)cn=7.7, clearly resembling the plume-or enriched-type MORB (E-type MORB).

One sample (T-120; TiO2=1.50%, Al2O3=8.0%), not included in the above types, displays REE signature and many other geochemical attributes of normal-type MORB.

When plotted in the (Ce)cn/(Ce/Yb)cn diagram (see Saunders 1984) the above correlations (**Type I T-type MORB and Type II E-type MORB**) are confirmed.

The eNd values of the studied metabasalts indicate an origin from a depleted mantle reservoir, but they do not point to a normal MORB source which have eNd(800 Ma) between +6 to +11 (see SMITH & LUDDEN 1989).

The distribution of the samples along the field section suggests (in spite of some displacement by ductile shear zones) that the basaltic volcanism in the Ribeirão da Folha Facies began with high Ti terms (Type II) and evolved from the base to the top to low Ti flows (Type I). The samples whose REE patterns most resemble normal-type MORB (T-120 and T-121A) were collected from the upper portion of the thicker flow yet identified in the area, stratigraphically above the samples that probably represent T-type and E-type MORB.

The data and interpretations presented together with the regional geologic and geochronological scenario (see PEDROSA-SOARES *et al.* 1992a) suggest that the eastern boundary of the Sanfranciscan Plate was, at least in part, an oceanic constructive margin of Late Proterozoic age.

The alternative interpretation (i.e., a spreading center of a back-arc basin) can be ruled out by the lack of calc-alkaline intermediate to acidic volcanic rocks that could be related to a bounding volcanic arc.

If indeed there was an oceanic basin eastwards from the Sanfranciscan Plate, prior to the Late Proterozoic closure, an exciting question beg to be answered:

- What would be the extents and configuration of this oceanic basin?

Acknowledgments The authors are grateful to Dr. Maurício G. Ferreira Jr. (DOCEGEO) for reviewing and criticizing the manuscript, Prof. Ricardo D. da Costa (UFMG), Geol. Cibele T. de Carvalho (COMIG) and Leonardo F. de Faria (BIC-CNPq) for helpful work with petrological softwares, and Prof. Luiz G. Knauer (UFMG) for fruitfull discussions on geotectonic aspects.

References

ALKMIM, F.F.; BRITO-NEVES, B.B.; ALVES, J.A.C. 1993. Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco: uma revisão. In: Dominguez, J.M.L. & Misi, A., ed., O Cráton do São Francisco. Salvador, SBG-BA/SGM/CNPq. p. 45-62.

FUCK, R. A.; JARDIM DE Sá, E.F.; PIMENTEL, M.; DARDENNE, M.A.; PEDROSA-SOARES, A.C. 1993. As faixas de dobramentos marginais do Cráton do São Francisco: síntese dos conhecimentos. In: Dominguez, J.M.L. & Misi, A., ed., O Cráton do São Francisco. Salvador, SBG-BA/SGM/CNPq. p. 161-185.

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

PEDROSA-SOARES, A.C.; NOCE, C.M.; VIDAL, Ph; O.H. LEONARDOS; L.M. LOBATO; C.T. DE CARVALHO; M.C.V. MAGNI; L.F. DE FARIA. 1992b. Novo modelo evolutivo para a Faixa Araçuaí: dados complementares e síntese. In: Cong. Bras. Geol., 37. São Paulo, (1992). Resumos expandidos...São Paulo, SBG, v. 1, p. 287-288.

SAUNDERS, A.D. 1984. The rare earth element characteristics of igneous rocks from the ocean basins. In: Henderson, P., ed., Rare Earth Element Geochemistry. Amsterdam, Elsevier. p. 205-236.

SIGA JR., O. 1986. A evolução geotectônica da porção nordeste de Minas Gerais, com base em interpretações geocronológicas. Tese de Mestrado, IG-USP. 140p.

SMITH, A.D. & LUDDEN, J.N. 1989. Nd isotopic evolution of the Precambrian mantle. Earth and Planetary Science Letters **93**, 14-22.

UHLEIN, A. 1991. Transição cráton-faixa dobrada: exemplo do Cráton do São Francisco e da Faixa Araçuaí (Ciclo Brasiliano) no Estado de Minas Gerais. Tese de Doutoramento, IG-USP. 295p.

CAPÍTULO III

ESTRUTURA E DINÂMICA DO CRÁTON — ABORDAGEM GEOFÍSICA. AS COBERTURAS SEDIMENTARES COMO MEMÓRIA DA EVOLUÇÃO DO CRÁTON.

DIGITAL (10' x 10') GRAVITY MAPS OF THE SÃO FRANCISCO CRATON AND MARGINAL FOLD/THRUST BELTS

Naomi Ussami[1]
Nelsi Côgo de Sá[1]

Digital gravity maps for the São Francisco Craton and its surrounding fold/thrust belts are presented, based on the processing of 16,500 gravity stations contributed by different institutions and stored in the IAG gravity data bank (USSAMI, 1992). The maps cover an area defined by 8°–22°S and 35°–50°W. The resolution of the present gravity models is 10' x 10' (20 km x 20 km) due to a poor data distribution, particularly in the northwestern, central and southeastern parts of the area. However, the present maps are an improvement in relation to the previously published ones (HARALYI & HASUI, 1985) since new gravity stations collected after 1982 have been integrated in the processing.

An attempt was made to separate regional and residual gravity anomalies in the Bouguer map (Fig. 1) aiming to highlight deep and shallow sources of gravity anomalies. The resulting gravity models are used to identify gravity features which could indicate major crustal discontinuities and basement characteristics. Therefore, the resulting models may be useful tools for tectonic studies.

The regional-residual anomalies separation was done using the same approach of USSAMI *et al.* (1993) for the gravity map of Brazil. The regional gravity field is calculated by assuming that, as a first approximation, this field is produced entirely at the crust-mantle interface. The latter is predicted by the compensation of the surface topography by assuming a regional compensation mechanism. Fig. 2 shows the digital topographic model from ETOPO5, with a resolution of 5' x 5'. It is assumed that this surface topography loads a thin and continuous elastic plate with effective elastic thickness of 10–15 km. Two systems of crustal thrusting and loading at the eastern and western edges of the São Francisco plate, the Espinhaço and Brasília thrust/fold belts respectively, were suggested by ORTU (1991) and MARANGONI & KARNER (1993). Therefore, the low elastic thickness value would account for a non-continuous elastic plate. The deflection of the crust-mantle interface produces a regional gravity field shown in Fig.3. Since major topographic signatures bear some relationship with tectonics, the predicted regional gravity anomaly may indicate different crustal structure under each tectonic unit.

In order to obtain the residual gravity map (Fig. 4), the regional field shown in Fig.3 was subtracted from the Bouguer map (Fig. 1). Short to intermediate wavelength gravity anomalies indicate intracrustal sources of gravity anomalies and/or crust-mantle interface variations not predicted by the continuous plate model.

The main gravity signatures shown in Figs. 3 and 4 are:

a) Marginal thrust/fold belts are surrounded by regional linear gravity anomalies which define the limit of the São Francisco lithospheric plate. The thickest crust occurs under the Brasilia/Uruaçu thrust/fold belt on the western and SW borders and under the Espinhaço thrust belt on the southern and eastern borders. In the residual map (Fig. 4) each one of these marginal belts are characterized by different gravity signatures. On the northern, western and southwestern borders, a sequence of paired positive/negative anomalies mark the sites of major continental suture zones (LESQUER *et al.*, 1981; HARALYI & HASUI, 1982) whereas, in the eastern border over the Espinhaço belt, both the regional and residual anomalies are negative suggesting a within plate thickening of the crust as a result of westward thrusting of the eastern block against the craton.

b) In the residual gravity map of Fig. 4, a sequence of paired positive/negative gravity anomalies extending along the NW direction, from the eastern segment of the Araçuaí fold belt towards the Espinhaço belt in Bahia State (latitude 14°S) separates the São Francisco craton into two blocks. The most conspicuous gravity feature is a NW-trending gravity high,

[1]Depto. de Geofísica IAG/USP

which cross-cuts the direction of the deposition of the São Francisco basin upper Proterozoic and Mesozoic sediments. The origin of this gravity high might be in the basement and it is intercepted by the sequence of negative anomalies associated with the upper Proterozoic Espinhaço thrust belt.

c) The central part of the São Francisco basin is characterized by gravity highs, both in the regional and residual maps, in accordance with the prediction of basement and crust-mantle interface flexural uplift proposed by ORTU (*op.cit.*) and MARANGONI & Karner (*op.cit*). In the regional map (Fig. 3), the gravity high trends NE and its axis parallels the drainage of the São Francisco river. To the south of 14°S, as already interpreted by LESQUER *et al.* (1981), short-wavelength anomalies (highs and lows) trending NE are possibly related to horst/grabens structures in the basement. These structures have controlled the distribution of the São Francisco basin Cretaceous sediments and alkaline volcanism in the southern portion of the craton.

d) The eastern side of the Espinhaço fold system is characterized by linear gravity anomalies parallel to the coastline (Fig. 1). This anomaly was predicted from the topography/bathimetry and the results are shown in Fig. 3. The positive horizontal gravity gradient is associated with a crustal thinning (about 3 km) towards the continental margin. The removal of this anomaly emphasizes the gravity anomalies associated with the high-grade metamorphic basement of the eastern side of the craton. This basement seems to continue under the Chapada Diamantina metasediments.

Acknowledgments: To data contributors and Eder Molina for his help in computer tasks. FAPESP has contributed with computer facilities through research grant 90/3061-7.

References

ETOPO 5. 5' × 5' Global Data set of Topography and Bathimetry. National Geophysical Data Center. NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration).

HARALYI, N.L.E. & HASUI, Y. 1985. Interpretation of gravity and magnetic data, Central and Eastern Brazil. In: The Utility of regional gravity and magnetic anomaly maps, W.J. HINZE (editor). Society of Exploration Geophysicists. Tulsa, Oklahoma, 124–131.

LESQUER, A. *et al.* 1981. Signification structurale des anomalies gravimetriques de la partie Sud du Craton de São Francisco (Brsil). Tectonophysics, **76**:273–293.

MARANGONI, I. & KARNER, G.D. 1993. Flexural model for the Brazilian Thrust belts. This issue.

ORTU, J.C. 1990. Modelagem tectonofísica da porção sul da Bacia do São Francisco, MG. Dissertacao de Mestrado. UFOP, Outro Preto. 148 pp.

USSAMI, N. 1992. Estudos Geofísicos no Cráton do São Francisco: uma revisão. In Anais do Encontro Preparatório para o II Simpósio do Cráton do São Francisco. Maio. SBG Núcleo Sergipe/Bahia.

USSAMI, N.; SÁ, N.C. de; MOLINA, E.C. 1993. Gravity Map of Brazil 2. Regional and Residual Isostatic Anomalies and Their Correlation with Major Tectonic Provinces. J. Geophys. Res., **98**: 2199–2208.

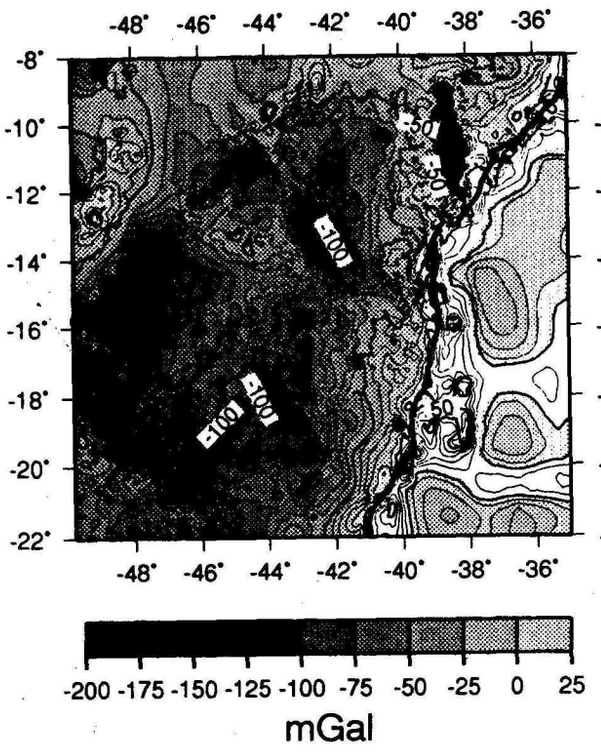


Fig.1–Digital Bouguer gravity model (10'x10') for the Sao Francisco craton and surrounding fold/thrust belts. Data contributors and distribution are shown in Ussami(1992). Contour interval 10 mGal, IGSN-71 and GRS67. Density 2.67gcm^{-3}.Offshore,free-air anomalies in mGal.

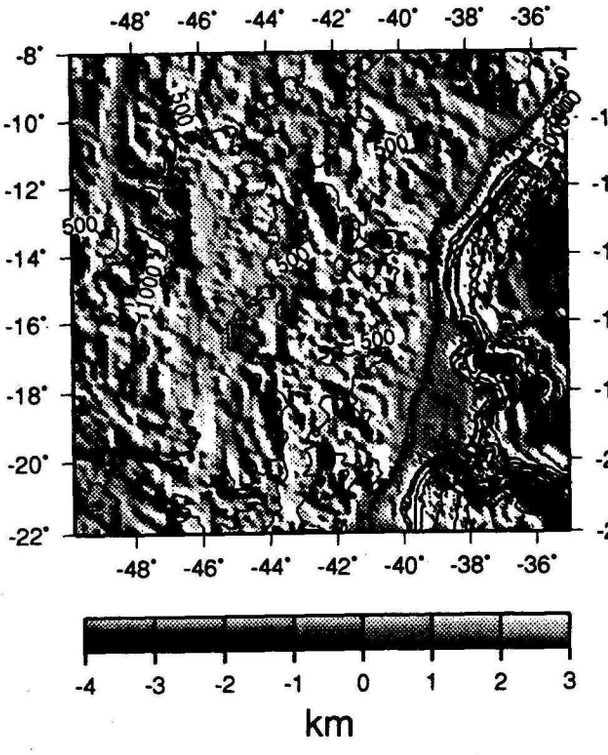


Fig.2–Gray-shaded image of the topography, illumination from NE60°. Contours interval within the map are 500 meters. Source ETOPO5 (5'x5') digital topographic model.

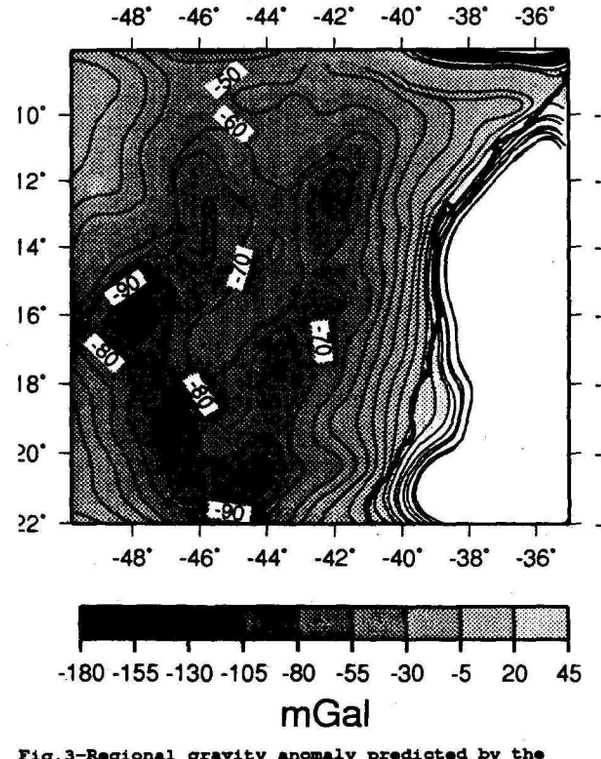


Fig.3–Regional gravity anomaly predicted by the compensation of the surface topography at the crust-mantle interface (density contrast 0.5 g cm^{-3}) on a 10-15 km thin elastic plate. Contour interval 10 mGal.

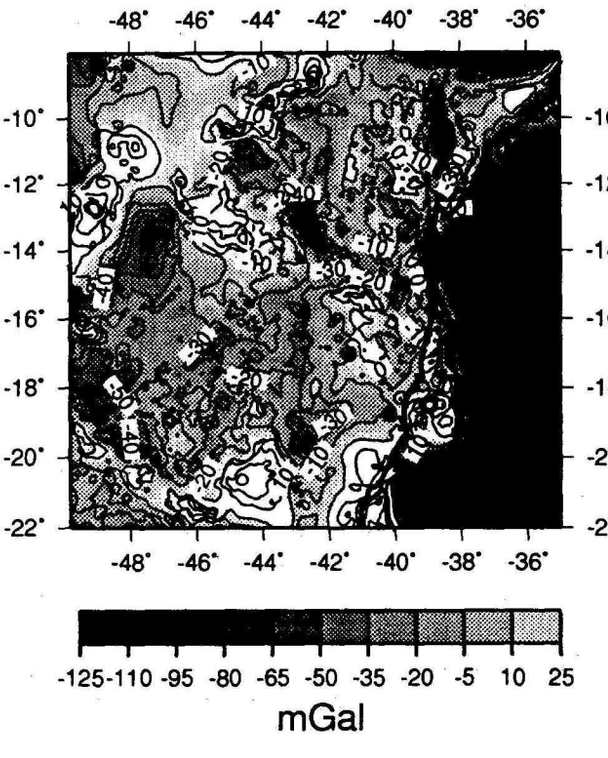


Fig.4–Residual gravity anomaly, after subtracting the results of Fig. 3 from the map shown in Fig. 1. Contour interval 10 mGal.

FLEXURAL MODEL FOR THE BRAZILIAN THRUST BELTS

Yara Marangoni[1]
Garry D. Karner[2]

The study region comprises of part of Tocantins province to the west and the southern part of São Francisco craton. The main tectonic units in the area (Fig. 1) are: the Upper Proterozoic Araguaia belt, the Archean Goiás Median Massif, the Middle and Upper Proterozoic Uruaçú and Brasilia belts respectively, the São Francisco craton and the Middle to Upper Espinhaço belt. The structural vergence of the belts are toward the cratonic region (Amazon and São Francisco). Therefore some belts have vergence towards the east (Uruaçú and Brasilia) and others toward west (Araguaia and Espinhaço). Detailed discussion of the lithology and tectonic evolution of this region can be found in MARINI *et al.* (1984), MARSHAK & ALKMIM (1988), CHANG *et al.* (1988) and PIMENTEL & FUCK (1992).

A model of the lithosphere behavior under a compressional tectonic regime is proposed for these Brazilian thrust belts. Firstly, a plane thrust fault is supposed to cut the entire crust. Secondly, this fault has an instantaneous simple slip that results in crust shortening. The displacement in the fault introduces a surface topography as a response to mechanical movement along the fault plane. Since this topography is not in isostatic equilibrium, isostatic restoring stresses will act immediately after the topography emplacement. The lithosphere has a flexural rigidity different from zero, as a consequence the vertical displacement introduced by the topography is balanced by the deflection of a thin elastic plate. The resulting topography is the sum of two components: one kinematic and another produced by the plate deflection. They must be added to produce the final topography. The calculations carried out for one fault can be extended for several faults with different dips and movement directions. The use of a flexural model implies in the formation of foreland basins filled with sediments. Erosion is another process that affects geological situations and can not be ignored. We consider that erosion is proportional to the elevation and occurs in small steps through time. The input model variables for each fault are: dip, heave, movement direction and elastic thickness of the lithosphere. Densities and erosion parameters are constant for the entire profile. As a result, the mechanical model predicts gravity anomalies (free-air and Bouguer) and topography that can be tested against the observations.

More than 3000 gravity stations and corresponding altitude data were used to constrain the flexural model. Six profiles crossing the main geological-tectonic structures were considered. Erosion process occurs during 1.4Ga in pulses of 10Ma, with a half-life of 400Ma. Sediment density is 2500kg/m^3 and density contrast between the crust and the mantle is 530kg/m^3. Figure 2 shows one profile modeled. In the central part of profile, above the Goiás Median Massif, the topography modeled is higher than the observed. In the eastern part, over the Brasilia belt and São Francisco craton, there is a good agreement between observation and prediction. Predicted Bouguer anomaly is also comparable with observations. Some observed small wavelength anomalies are related to localized bodies within the crust. The small wavelength anomalies in the model are related to density contrast between the basin filling sediments and the crust. The same result was obtained in the other profiles.

Figure 3 shows the modeled faults, with their dips and heaves. The elastic lithosphere thickness is between 40 and 50 km. Araguaia, Uruaçú and Espinhaço belts have the lower value of elastic thickness and are older than the Brasilia belt, which has a higher flexural rigidity.

Araguaia belt is represented by a thrust fault (1 in Fig. 3) towards the Amazon craton. The fault is covered by the Quaternary Araguaia sediments and bends at 14°S, changing from N–S orientation to almost E–W and does not continue towards the southern portion of the area. Although this fault has not been mapped in the area it might be the link of outcropping faults

[1]AG-USP
[2]LDGO-Columbia University

observed in the northern and western part of the region. Toward east there are two thrust faults that may be related to the Uruaçú belt. We model a fault (2) along the mafic-ultramafic bodies. It has a small expression and its associated foreland basin may have been removed by erosion. The second fault (3) is more expressive and is about 80 km to the east of the first one. Both faults have been mapped in the area. From our model Brasilia belt has two thrust faults associated, one mapped (4) and the second (5) completely covered by the Urucuia formation. The length of profiles, about 1000km, model just one fault for the Espinhaço belt (6) and the results are more uncertain. Since Brasilia and Espinhaço belts have vergence towards the São Francisco craton, but in opposite direction, the modeled foreland basin has considerable dimension.

References

CHANG, H.K.; MIRANDA, F.P.; MAGALHÃES, L.; ALKMIM, F.F. 1988. Considerações sobre a evolução tectônica da Bacia do São Francisco. Anais XXXV Congresso Bras. Geologia, Belém, **5**: 2076–2090.

MARINI, O.J. & FUCK, R.A.; DARDENNE, M.A.; DANNI, J.C. 1984. Província Tocantins. Setores central e sudeste. In: Almeida, F.F.M. de & Hasui, Y., eds., O Pré-Cambriano do Brasil, Ed. Edgard Blucher, São Paulo, 205–264.

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

PIMENTEL, M.M. & FUCK, R.A. 1992. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. Geology, **20**: 375–379.

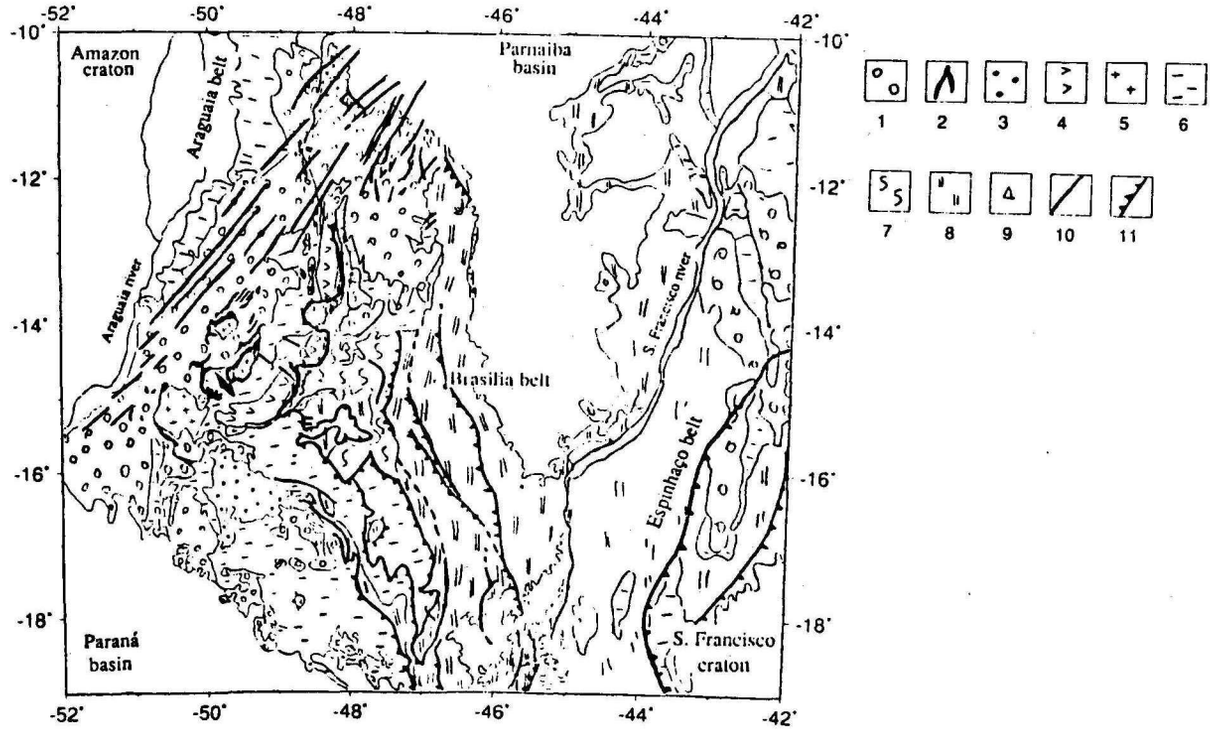


Figure 1. Simplified geological map of study area. Archean lithologies are: (1) granite-gneisses terranes; (2) greenstone belts; (3) granulite belt; (4) mafic-ultramafic bodies. (5) granite intrusions of Proterozoic age. Metasediments of Proterozoic belts: (6) Middle; (7) Middle/Upper; (8) Upper. (9) Molasse of Monte do Carmo. (10) Transbrasiliano lineament, normal faults. (11) System of thrust faults. Areas with no pattern are Phanerozoic covers.

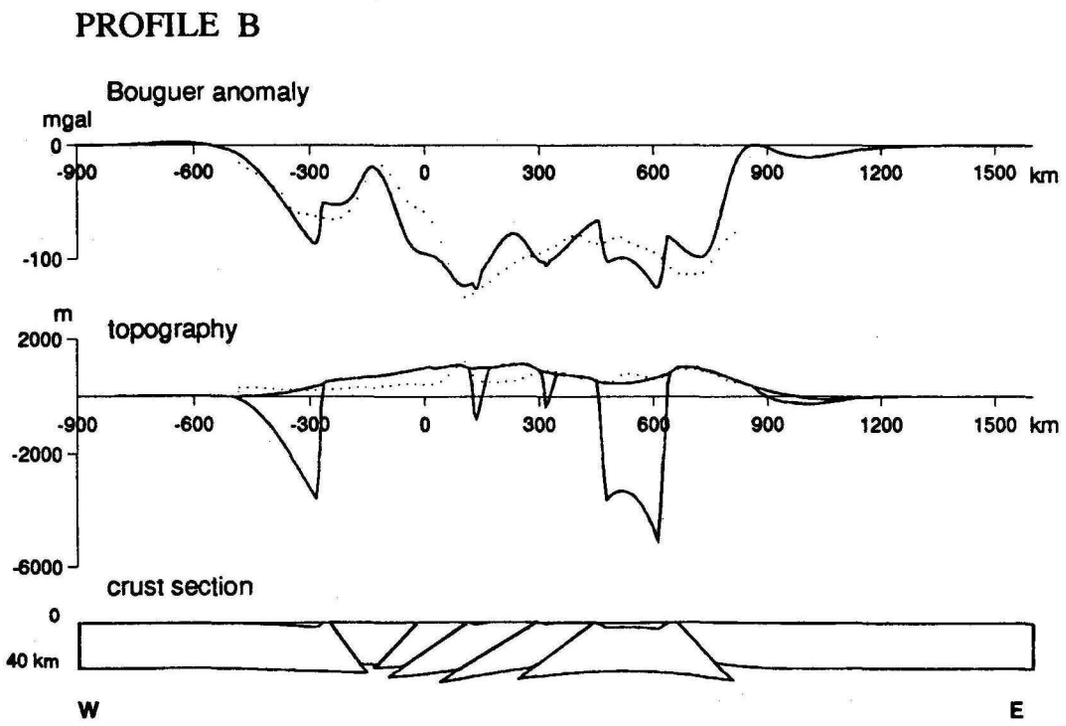
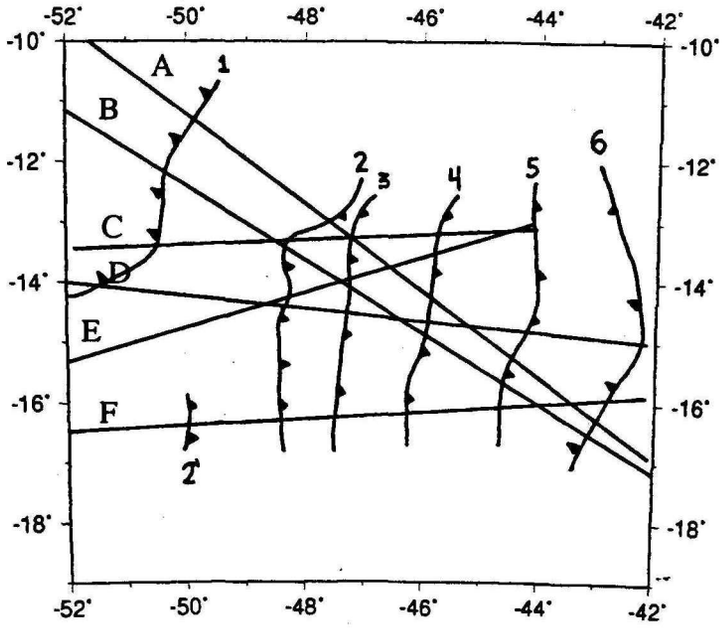


Figure 2. Resulting topography and gravity anomalies for profile B. Dotted line represents observations and continuous line is model results. Surface topography and basement of basin are drawn.



fault	dip (°)	heave (km)
1	20	20
2	18	10
3	12	40
4	11	50
5	12	40
6	15	40
2'	15	20

Figure 3. Modeled thrust faults. Besides the figure there are dip and heave of the faults.

PALEOMAGNETISM OF LOWER PROTEROZOIC MAFIC DYKE SWARMS AND BASEMENT ROCKS FROM THE SÃO FRANCISCO CRATON: TECTONIC IMPLICATIONS

M.S. D'Agrella-Filho[1]
I.G. Pacca[1]

1. Introduction.

Paleomagnetic results of Lower Proterozoic mafic dykes and basement rocks from the Uauá and Salvador areas are presented. These results are compared with data from other South American and African cratonic areas, and the tectonic implications are discussed.

2. Geological setting and sampling.

Mafic dykes cut Archean and Lower Proterozoic basement rocks close to the town of Uauá (State of Bahia). They present metamorphism with degree ranging from incipient to amphibolite and at least two phases of intrusions are recognized. An earlier phase, dated at 2263 ± 48Ma and 2383 ± 114Ma (Rb/Sr method), and another with ages between 1983 ± 31Ma and 2205 ± 33Ma (BASTOS LEAL 1992). This author suggests an age around 2.0Ga for the later phase, since the older ages seem to be due to variable contamination, during dyke intrusions. K–Ar datings of these dykes and basement rocks yielded ages between 1.82 and 2.18Ga. An $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of a basement rock yielded a plateau age of 2147 ± 5Ga (BASTOS LEAL 1992).

A shearing event occurred probably between 2.1 and 1.9Ga (BASTOS LEAL 1992), affecting the study area and imposing, in many dykes, a metamorphism of green schist to amphibolite degree.

In Salvador, dykes cut Lower Proterozoic basement rocks. There, metamorphic dykes of amphibolite facies, striking E–W and non metamorphic dykes, striking N–S, are distinguished. The first phase of dyke intrusions (amphibolites) occurred after the granulitization phase that affected the Salvador basement rocks and is older than the cooling phase of the Transamazonic cycle. The non-metamorphic dykes are Middle-Upper Proterozoic in age (D'AGRELLA-FILHO 1992).

A total of 120 hand samples and 25 cilyndrical cores were collected from 45 mafic dykes, of variable metamorphic degree, located close to the town of Uauá (Figure 1). In Salvador, 43 hand samples were collected from metamorphic dykes (amphibolites), located along the coast, north of Salvador and at quarries (Figure 1). Sixty four basement rock samples (granulites) were collected close to the contact of non-metamorphic dykes located at the coast, for the baked contact test.

3. Paleomagnetic results and discussion.

A summary of the paleomagnetic results is presented here. The paleomagnetic analysis is described by D'AGRELLA-FILHO (1992).

3.1. Uauá region.

Most dykes presented a north-northeastern direction with steep downward inclination (Figure 2a), after AF and thermal treatments, forming a good clustering around the mean direction Dm = 17.1°; Im = 69.8° (N = 31; K = 40.6; α_{95} = 4.1°), which yielded a paleomagnetic pole located at 331.4° E; 23.8° N.

[1]Instituto Astronômico e Geofísico-Universidade de São Paulo C.P. 9638, São Paulo, SP 04301-002, Brazil.

3.2. Salvador region.

After thermal and AF treatments, most amphibolites yielded west-northwestern (or northeastern) directions with upward (downward) inclinations (Figure 2b). Two dykes showed similar directions to those obtained for non-metamorphic dykes in this area (D'AGRELLA-FILHO & PACCA, this issue). Granulites sampled close to non-metamorphic dykes, yielded the same direction disclosed for the dykes itselves. However, the granulites sampled far from the dykes yielded similar directions to those found for most amphibolites (Figure 2b).

Mean directions were obtained for the groups of directions shown in Figure 2b: Dm = 294.9°; Im =−42.5° (N = 9; K = 21.6; α_{95} = 11.3°) and Dm = 26.8°; Im = 60.2° (N = 4; K = 27.8; α_{95} =17.7°), which yielded the paleopoles: 209.0° E; 28.2° N and 344.7° E; 30.4° N, respectivelly.

Figure 3 shows the present configuration of South American and African Lower Proterozoic paleomagnetic poles. The APW path in solid lines is the same as that presented by McWilliams (1981), for West Gondwana (2.3–1.85Ga). The path in dashed lines is the one presented by Hattingh (1989), for the Kalahari Craton (2.05–1.85Ga). These results show that poles from the West African and Amazonian Cratons dont́ macth with poles of similar ages from the Kalahari Craton, suggesting that relative movements could have occurred between these units, during the Proterozoic (e.g. RENNE *et al.* 1988). In Figure 3, the JC pole is a preliminary pole obtained for granulites from the Jequié Complex (D'AGRELLA-FILHO 1992). Two $^{40}Ar/^{39}Ar$ datings of these samples suggest an age around 2.0Ga (D'AGRELLA-FILHO 1992) for this component, whose pole agrees with others of the same age from the Kalahari Craton.

An age around 1.9Ga is suggested for the UD pole (Figure 3), obtained for the Uauá dykes. This age agrees with K–Ar ages obtained for dykes and basement rocks of the study area, which reflect the regional cooling. Also, paleomagnetic, petrographic and geochronological evidences suggest a secondary origin for the magnetization found in these dykes, which may have been acquired after the shearing event (2.0–1.9Ga) that affected the area.

The SMR pole obtained for northeastern directions with downward inclination (Salvador area), is close to the UD pole, and may also represent the Transamazonian cooling phase, in the Salvador area. Now the SMN pole obtained for the samples which presented the west-northwestern direction with upward inclination, is situated in the older part of the path shown in Figure 3, which suggests an age between 2.1 and 2.0Ga for this magnetization direction.

In conclusion, the present ower Proterozoic poles presented in Figure 3, indicate that poles from the São Francisco Craton agree with poles of the same age from the Kalahari Craton (south of Africa), suggesting that the Kalahari and Congo/São Francisco Cratons were part of the same cratonic unit around 2.1/2.0Ga–1.9Ga.

References

BASTOS LEAL, L.R. 1992. Geocronologia Rb/Sr e K/Ar, evolução isotópica e implicações tectônicas dos enxames de diques móficos de Uauá e Vale do Rio Curauá, Bahia. Master Thesis, IG–USP: 118pp.

D'AGRELLA-FILHO, M.S. 1992. Paleomagnetismo de enxames de diques móficos proterozicos e rochas do embasamento do Craton do São Francisco. PhD Thesis. IAG–USP: 201pp.

HATTINGH, P.J. 1989. Paleomagnetism of the Upper zone of the Bushveld Complex. Tectonophysics, 165: 131–142.

McWILLIAMS, O. 1981. Paleomagnetism and Precambrian tectonic evolution of Gondwana. In: Kréner, A (ed.), Precambrian Plate Tectonics: 649–687.

RENNE, P.R.; ONSTOTT, T.C.; JOÃO, X.S.J. 1988. $^{40}Ar/^{39}Ar$ and paleomagnetic results from the Guaporú Shield: Further implications for the nature of Middle-Late Proterozoic mobile belts of Gondwanaland, An. VII Congr. Latino-Amer. de Geol., 1: 348–362.

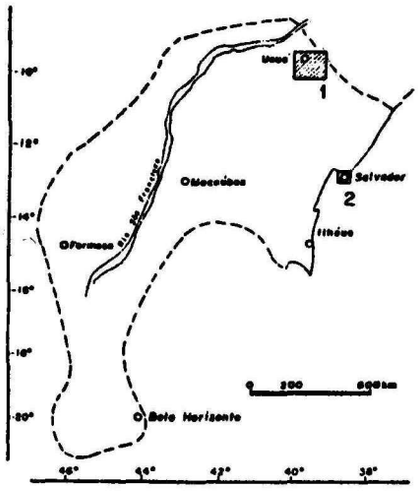


FIGURE 1. Paleomagnetic sampled areas; Uauá (1) and Salvador (2).

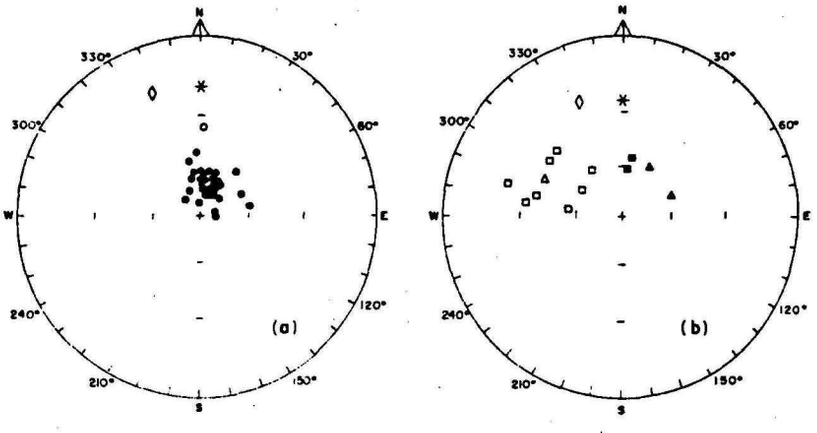


FIGURE 2. Mean site directions obtained for the Uauá dykes (a) and for the granulites (triangles) and amphibolites (squares) from the Salvador area (b). Empty (full) symbols represent upward (downward) inclinations. Losenge and asterisk symbols are, respectively, the present and dipolar geomagnetic fields.

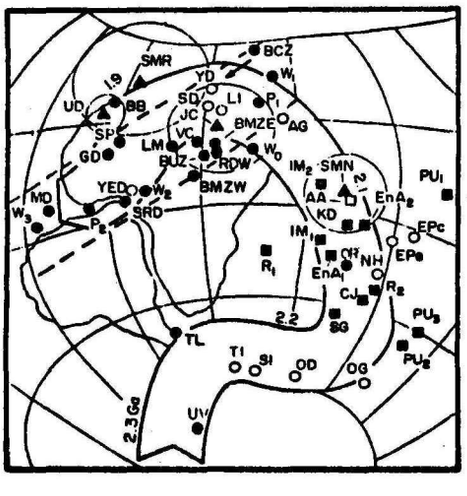


FIGURE 3. African and South American Lower Proterozoic paleomagnetic poles (2.3-1.85Ga). The APW paths shown in the Figure are described in the text. Kalahari Craton (full circles), West African Craton (empty circles), Amazonic Craton (full squares), Congo Craton (empty squares), São Francisco Craton (full triangles). The poles are presented in D'Agrella-Filho (1992). Africa in its present position.

PALEOMAGNETISM OF MIDDLE-LATE PROTEROZOIC MAFIC DYKE SWARMS FROM THE SÃO FRANCISCO CRATON: TECTONIC IMPLICATIONS*

M.S. D'Agrella-Filho
I.G . Pacca[1]

1. Introduction.

Paleomagnetic results of middle-late Proterozoic mafic dykes from the Salvador and Pará de Minas areas are presented. These results are compared with data from other South American and African cratonic areas, and the tectonic implications are discussed.

2. Geological setting and sampling.

In the Salvador area (Figure 1), non metamorphic dykes, striking N-S, cut lower Proterozoic granulitic basement rocks. Most K-Ar datings yielded ages between 1.3 and 1.73Ga. $^{40}Ar/^{39}Ar$ datings on biotite of a granulite sampled at 0.9m from the contact of a 30m thick dyke, yielded an age of 1021 ± 8Ma. Plagioclase from the dyke itself yielded an age of 1003± 33Ga (D'AGRELLA-FILHO 1992). Also, baddeleyites from a dyke in Ondina, were dated by the U/Pb method and an age of 924 ± 24 Ma was obtained for this dyke (HEAMAN 1991).

To the west of Belo Horizonte (MG), mafic dykes cut lower Proterozoic and Archean basement rocks. The dykes present variable metamorphic degree, some of them of amphibolite facies. A group of dykes shows incipient metamorphism (epidiabases). Several K-Ar datings yielded ages ranging from lower to late Proterozoic, suggesting several phases of dyke intrusions during the Proterozoic (*e.g.* TEIXEIRA *et al.* 1988).

In Salvador, 72 hand samples and 7 cylindrical cores from 23 non metamorphic dykes were collected along the coast and at quarries. Sixty four granulitic hand samples were also collected from the basement close to the contact of dykes, for the baked contact test. Close to Pará de Minas and Lavras (MG), 61 hand samples were collected from 20 dykes (epidiabases) along roads and at quarries.

3. Paleomagnetic results and discussion.

Most dykes from Salvador yielded a western (or eastern) direction with downward (upward) steep inclination, after AF and thermal treatments (Figure 2a). One of these dykes was dated by the $^{40}Ar/^{39}Ar$ method (see above). Granulites collected close to these dykes presented similar directions while those distant from them presented a different direction, probably acquired during lower Proterozoic (D'AGRELLA-FILHO & PACCA this *issue*). Mean directions were calculated for these sites: Dm=99.0°; Im=-79.1° (N=9; α_{95} = 9°; K=38) and Dm=295.6°; Im=67.1° (N=8; α_{95} = 9°; K=40), which yielded paleopoles located at 121.1°E; 9.8°N (SN1) and 287.4°E; 7.1°N (SR1), respectively. Six sites from the Salvador area (collected at quarries) yielded eastern directions similar to those mentioned above, however with lower upward inclinations (Figure 2a). A mean direction was calculated: Dm=104.5°; Im=-38.4° (α_{95} = 11°; K=36), which yielded a paleopole located at 76.6°E; 7.7°S. Nevertheless, there are no geochronological datings of these rocks for establishing the age of this magnetisation component. Three dykes presented a south direction with steep downward inclination (Figure 2a). A mean direction was calculated: Dm=168.6°; Im=65.6o (α_{95} = 15°; K=67), which yielded the paleopole (SR2) located at 334.9°E; 52.8°S. One of these dykes was dated by the U/Pb method (924 ± 24Ma).

AF and thermal treatments revealed multicomponent behaviour for the Pará de Minas and Lavras dykes. However, two groups of directions could be defined: an eastern direction with steep upward inclinations, disclosed for three dykes (Figure 2b). These directions are similar

*FAPESP, CNPq, FINEP
[1] Instituto Astronômico e Geofísico-Universidade de São Paulo C.P. 9638, São Paulo, SP 04301-002, Brazil.

to those found for the Salvador dykes, suggesting similar ages for these dykes. Another group of northeast or southwest directions with low inclinations was defined for samples from 7 dykes (Figure 2b). In some cases two or three directions not much different from each other were isolated for samples from the same dyke. Similar directions were also disclosed for a dyke from the Itaju do Colônia area and for two dykes from the Vale do Rio Curaçá area (Bahia) (Figure 2b). It has been suggested that these dykes acquired this direction during Late Proterozoic (D'AGRELLA-FILHO 1992). A mean direction was calculated: Dm=239.3°; Im=- 17.9° (N=16; α_{95} = 10°; K=16), which yielded the paleopole situated at 205.9°E; 25.4°S.

Figure 3a shows paleopoles SR_1, SN_1 and SR_2 (Salvador) compared with those obtained for the Ilhéus- Olivença-Itaju do Colônia dykes of similar ages (D'AGRELLA-FILHO 1992). Also enclosed are three PGVs obtained for dykes from the Pará de Minas-Lavras area (MG_1, MG_{16} and MG_{20}). Figure 3b shows these poles in a predrift situation, compared with selected poles of similar ages from Congo and Kalahari Cratons. It has been shown (RENNE *et al.* 1990) that a single APW path between 1.12 and 1.0Ga, may be constructed, if it is supposed a hypothetic reconstruction which rotates by 90° in a counter-clockwise sense the Kalahari Craton, including the Namaqua Zone (NZ), and corresponding paleomagnetic poles about a rotation pole located at 0°N; 30°E (asterisk in the Congo Craton, Figure 3c). So, the presently available middle-late Proterozoic paleomagnetic data seem to support the existence of the hypothetic Proterozoic Adamastor Ocean formed between the São Francisco/Congo, Kalahari and Rio de La Plata Cratons.

The configuration of the middle-late Proterozoic APW paths defined for the São Francisco/Congo and Kalahari Cratons, is discussed concerning the development of the Late Proterozoic-early Paleozoic Zambezi, Damara, Gariep and Dom Feliciano mobile belts, as a consequence of the Adamastor Ocean closure.

Also, paleomagnetic evidences concerning the evolution of the middle-late Proterozoic glaciogenic rocks from central-eastern Brazil are also discussed.

References

D'AGRELLA-FILHO, M.S. 1992. Paleomagnetismo de enxames de diques máficos Proterozóicos e rochas do embasamento do Craton do São Francisco. PhD Thesis, IAG-USP, São Paulo: 201pp.

HEAMAN, L. 1991. U-Pb dating of giant radiating dyke swarms: potential for global correlation of mafic events. Intern. Symp. on Mafic Dykes, São Paulo, Brazil, Extended Abstracts: 7–9.

RENNE, P.R.; ONSTOTT, T.C.; D'AGRELLA-FILHO, M.S.; PACCA., I.G.; TEIXEIRA, W. 1990. $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of 1.0-1.1Ga magnetizations from the São Francisco and Kalahari Cratons: Tectonic implications for Pan-African and Brasiliano mobile belts. Earth Planet. Sci. Lett., 101: 349–366.

TEIXEIRA, W.; PECCHIO, M.; TAME, N.R.; KAWASHITA, K. 1988. Geocronologia K-Ar do enxame da parte Meridional do Craton do São Francisco e implicações no contexto geotectônico. An. do XXXV Congr. Bras. Geol., Belém, 6: 2870–2878.

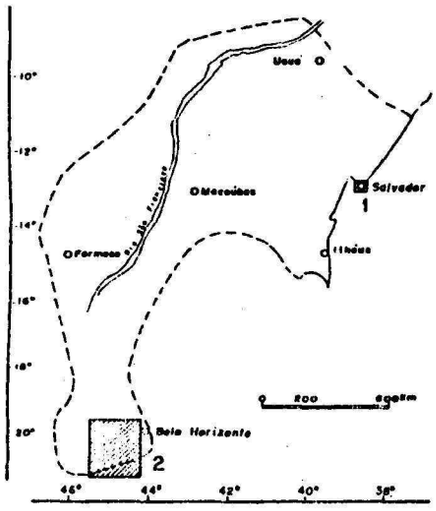


FIGURE 1. Paleomagnetic sampled ares: Salvador (1) and Pará de Minas-Lavras (2).

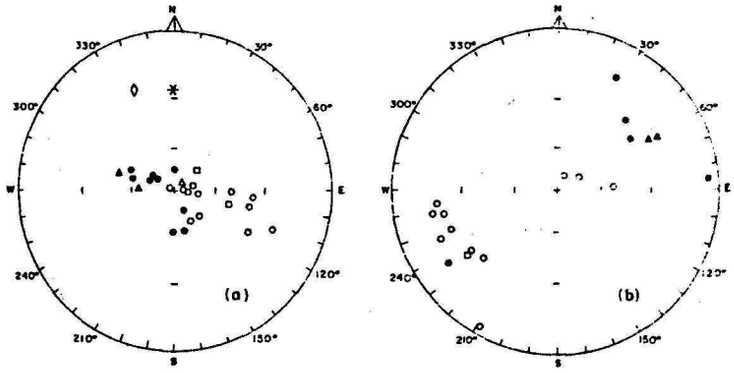


FIGURE 2. Mean site directions obtained for non metamorphic dykes (circles), granulites (triangles) and metamorphic dykes (squares) from the Salvador area (a) and for the Pará de Minas-Lavras (circles), Itaju do Colônia (square) and Vale do Rio Curaçá (triangles) dykes (b). Empty (full) symbols represent upward (downward) inclinations. Losenge and asterisk symbols are, respectively, the present and dipolar geomagnetic fields.

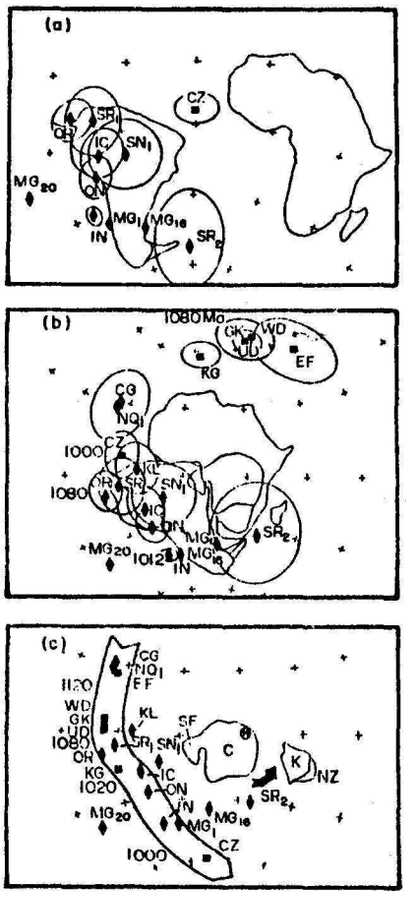


FIGURE 3. Hypothetical reconstruction of the Congo/São Francisco and Kalahari Cratons based on paleomagnetic evidences, as described in the text. Kalahari Craton (squares), Congo/São Francisco Craton (losenges). The poles are presented in D'Agrella-Filho (1992).

IDADES $^{207}Pb/^{206}Pb$ DE ZIRCÕES DETRÍTICOS DE ROCHAS METASSEDIMENTARES DA REGIÃO DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO, SUL DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO: CONSIDERAÇÕES SOBRE ÁREAS-FONTE E IDADES DE SEDIMENTAÇÃO

N. Machado[1]
C.M. Noce[2]
R. Feng[3]

Neste trabalho são apresentados os resultados de uma centena de datações de zircões detríticos provenientes de diferentes unidades metassedimentares do Quadrilátero Ferrífero (QF). Este é um dos primeiros trabalhos a utilizar a metodologia analítica LM-ICPMS aplicada à datação de zircão. Como tal, deve ser considerado preliminar, não tanto no que diz respeito às idades determinadas mas aos erros associados. O método consiste na utilização de um feixe laser (LP-*laser probe*) que vaporiza os elementos químicos constituintes do zircão, os quais são transportados a um sistema de ICPMS. Este método permite a determinação, relativamente rápida e com um mínimo de preparação, de idades $^{207}Pb/^{206}Pb$ de grãos individuais de zircão. No estado atual de desenvolvimento, a precisão das idades obtidas varia entre $< 1\%$ e 5%, muito inferior à que se obtém com o método U–Pb convencional (0,1–0,3%). Apesar desta desvantagem, o método é especialmente aplicável à datação de zircões detríticos, onde a alta precisão é menos importante que o reconhecimento de grupos de idades.

A região do QF apresenta três sequências de caráter essencialmente metassedimentar e atribuídas ao Paleoproterozóico e ao Mesoproterozóico: o Supergrupo Minas (SGM), o Supergrupo Espinhaço (SGE) e o Grupo Itacolomi (GI). O SGM é constituido pelo Grupo Caraça na base (o qual inclui a Formação Moeda), Grupo Itabira e Grupo Piracicaba. A Formação Sabará, do topo do Grupo Piracicaba, apresenta uma sucessão litológica (clorita xistos, filitos, metagrauvacas, etc.) distinta das demais e parece constituir uma unidade separada do SGM. O GI ocorre em faixas isoladas e é considerado superior ao SGM, embora sua correlação com a Formação Moeda já tenha sido proposta (MARSHAK & ALKMIM 1989). A terminação sul da faixa do SGE adentra a região leste do QF formando maciços quartzíticos isolados, como na Serra das Cambotas e Serra do Caraça.

Foram analisadas cinco amostras: dois quartzitos da Formação Moeda (QF–1 e M–88–10), ambas provenientes do Sinclinal Moeda; uma metagrauvaca da Formação Sabará coletada na Serra do Curral (SAB); um quartzito proveniente do GI (ITAC) e um do SGE da Serra das Cambotas (N–91–16).

A figura 1 apresenta o conjunto das idades obtidas. Os erros não estão representados mas variam de 30 a 100 Ma. As idades dos zircões das duas amostras da Formação Moeda variam entre 2,6 e 3,0 Ga, com uma exceção a 3,2 Ga. É interessante notar que não foi encontrado nenhum zircão de idade proterozóica. As demais amostras, além de conterem zircões arqueanos na mesma faixa de idade dos da Formação Moeda, exibem zircões com idade entre 2,5 e 2,15 Ga. Uma idade isolada de 1863 ± 77 Ma foi obtida de um zircão da Formação Sabará. As idades arqueanas dos zircões são idênticas às que tem sido obtidas em rochas do embasamento granito-*greenstone* do QF (MACHADO *et al.* 1992, MACHADO; CARNEIRO 1992, NOCE *et al.* 1992).

BABINSKI *et al.* (1991) obtiveram uma isócrona Pb–Pb de 2420 ± 25 Ma para carbonatos da Formação Gandarela, Grupo Itabira do SGM. Portanto, a deposição dos sedimentos da Formação Moeda deve preceder esta idade o que é compatível com a presença exclusiva de zircões detríticos arqueanos nesta formação. As idades arqueanas superiores a 2,6 Ga dos zircões dos

[1]GEOTOP et Dépt. Sciences de la Terre, U. Québec à Montréal, Montréal, Qc, H3C 3P8, Canada
[2]CPMTC e Depto. Geologia, UFMG, Belo Horizonte, MG
[3]Dépt. Géologie, U. Montréal, CP 6126, Montréal, Qc, H3C 3J7, Canada

quartzitos da Formação Moeda e a relativa pureza destas rochas são compatíveis com a hipótese de estabilização de uma plataforma por volta desta idade (MACHADO *et al.* 1992) que teria alimentado a bacia de deposição Moeda. Assim, é possível que a deposição do SGM tenha começado ainda no Arqueano, ou na transição para o Proterozóico.

O SGE, GI e Formação Sabará contém zircões detríticos gerados e/ou rejuvenescidos isotopicamente durante eventos ígneos-metamórficos do Paleoproterozóico. A idade de um destes eventos, a 2,05 – 2,12 Ga, se encontra bem estabelecida por estudos anteriores (MACHADO *et al.* 1992, MACHADO & NOCE, neste volume). Menos aparente é a origem dos zircões com idades entre 2,3 e 2,5 Ga, já que até agora não se conhece nenhum evento ígneo ou metamórfico desta idade na região sul do Cráton do São Francisco. Uma explicação possível é que se trata de zircões arqueanos afetados pelo metamorfismo transamazônico, o que resultou em perda parcial de Pb. Em um diagrama concórdia, estariam dispostos ao longo de uma discórdia entre 2,6–2,7 Ga e 2,0 Ga. Contudo, neste caso seria de se esperar uma distribuição mais regular das idades obtidas. Visto que a figura 1 mostra claramente uma diminuição do número de zircões no intervalo entre 2,4 e 2,6 Ga, propõe-se uma outra hipótese de trabalho que consiste em admitir que os zircões foram gerados à volta de 2,4 Ga, representando a idade de uma fonte dos sedimentos ainda não detectada. Esta região-fonte, possivelmente localizada a leste do QF, poderia constituir um arco magmático associado à deposição do SGM num ambiente de *foredeep* semelhante ao que foi proposto por HOFFMAN (1987) para a deposição de sequências sedimentares semelhantes contendo espessas formações ferríferas bandadas.

O padrão de idades fornecido pelos zircões da Formação Sabará e GI é essencialmente o mesmo encontrado para o quartzito do SGE. Tal fato sugere que a área continental exposta quando da deposição das três unidades pode ter sido a mesma. Aponta também para a possível existência de um grande intervalo temporal entre a deposição da base do SGM e das demais unidades estudadas. Dentre estas, apenas o SGE tem a idade de início de deposição bem definida, 1,75–1,70 Ga (BRITO NEVES *et al.* 1979, MACHADO *et al.* 1989). No caso da Formação Sabará, o caráter sin-tectônico da sucessão rochosa (BARBOSA 1979) deve marcar uma etapa importante na evolução do QF, necessariamente ocorrida após 2,1 Ga.

Referências

BABINSKI, M.; VAN SCHMUS, W.R.; CHEMALE JR., F. 1991. Pb/Pb Geochronology of carbonate rocks of Minas Supergroup, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil (abstract), Eos Trans. AGU, 72(13), Fall Meeting Suppl., page 531, 1991.

BARBOSA, A.L.M. 1979. Variação de fácies na Série Minas. Atas do I Simp. Geol. Minas Gerais, SBG–MG, bol. n. 1, p.89–99.

BRITO NEVES, B.B. de; KAWASHITA, K.; CORDANI, U.G.; DELHAL, J. 1979. A evolução geocronológica da Cordilheira do Espinhaço; dados novos e integração. Rev. Bras. Geoc., **9**:71–85.

HOFFMAN, P. 1987. Early Proterozoic foredeeps, foredeep magmatism, and Superior-Type iron-formations of the Canadian shield. In: KRONER, A. (ed.) Proterozoic Lithospheric Evolution. Geodynamics Series, **17**: 85–98, AGU–GSA, 1987.

MACHADO, N.; SCHRANK, A.; ABREU, F.R. de, KNAUER, L.G.; ALMEIDA-ABREU, P.A. 1991. Resultados preliminares da geocronologia U/Pb na Serra do Espinhaço Meridional. Anais do V Simp. Geol Minas Gerais, SBG-MG, Bol. **10**: 171–174.

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.

MACHADO, N. & CARNEIRO, M.A. 1992. Um significativo evento tectono-termal de 2,78 Ga no Quadrilátero Ferrífero: Evidências U/Pb a partir do Complexo Metamórfico Bomfim Setentrional. Anais do 6o Simp. Geol. Minas Gerais. Revista Escola de Minas, **45**: 138–139.

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 Cordilheira do Espinhaço. Tectonics, 8: 555–571.

NOCE, C.M.; MACHADO, N.; CARNEIRO, M.A. 1992. 600 Ma of polyphase Archean evolution of the southern São Francisco craton, Brazil (abstract), Eos Trans. AGU, 73(14), Spring Meeting Suppl.,page 319, 1992.

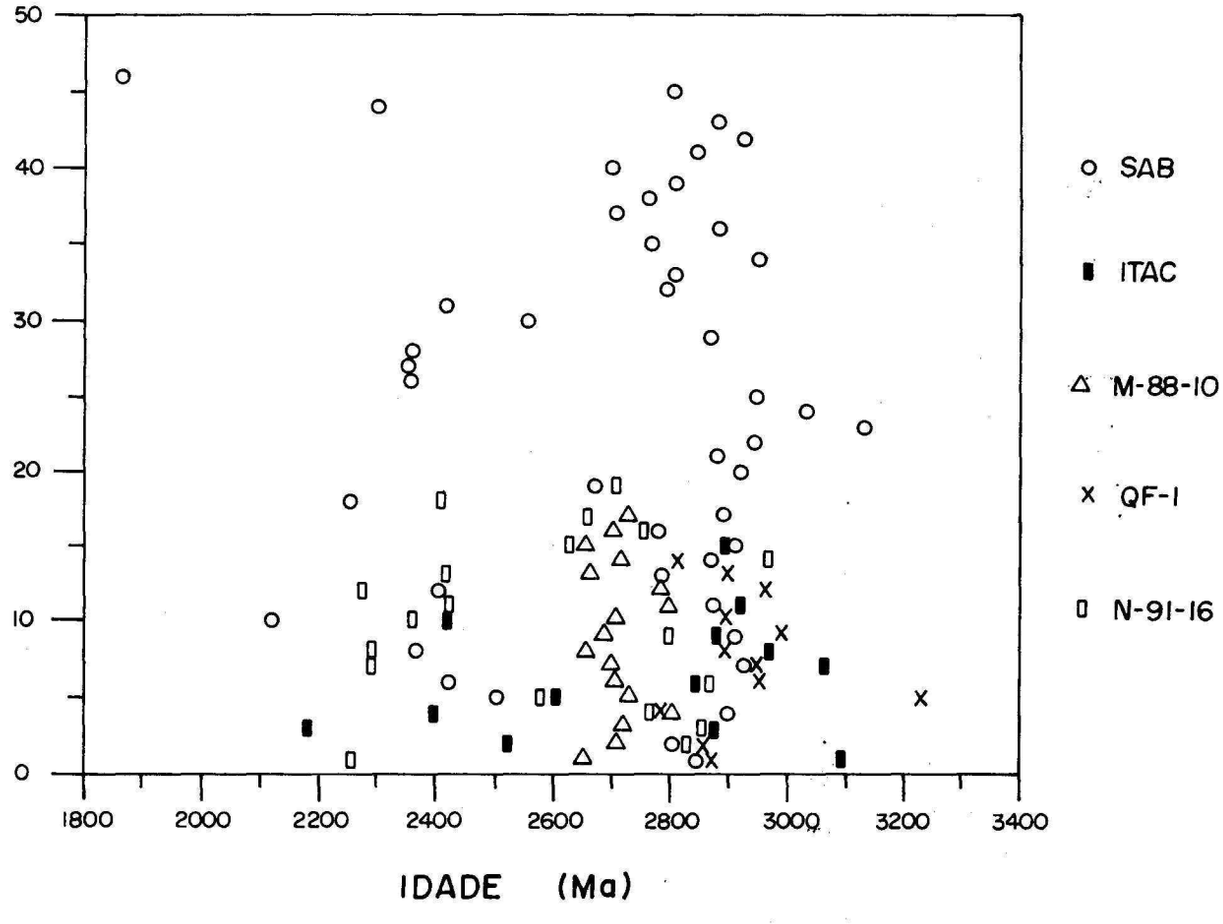


Figura 1. Diagrama de distribuição das idades $^{207}Pb/^{206}Pb$ para zircões detríticos.

A IDADE DAS FORMAÇÕES FERRÍFERAS BANDADAS DO SUPERGRUPO MINAS E SUA CORRELAÇÃO COM AQUELAS DA ÁFRICA DO SUL E AUSTRÁLIA

M. Babinski[1]
F. Chemale Jr.[2]
W.R. Van Schmus[3]

As unidades do Supergrupo Minas expostas no Quadrilátero Ferrífero (Minas Gerais) compreendem três seqüências principais, da base para o topo, a saber: clástica (Grupo Caraça), clástico-química (Grupo Itabira) e químico-clástica (Grupo Piracicaba). Dados geocronológicos obtidos pelos métodos Rb/Sr em rochas granito-gnáissicas adjacentes ao Quadrilátero Ferrífero (QF), e U/Pb em zircões detríticos do topo da seqüência superior químico-clástica, apontam idades mínimas de deposição para o Supergrupo Minas anterior a 2.000 Ma e 2.125 Ma, respectivamente, e deformação em torno de 2.000 Ma (CORDANI *et al.* 1980; TEIXEIRA 1985; MACHADO *et al.* 1989; BABINSKI *et al.* 1991).

Rochas carbonáticas da Formação Gandarela, Grupo Itabira, datadas pelo método Pb/Pb, fornecem idades de deposição de 2.420 ± 19 Ma (BABINSKI *et al.* em prep.). Estes carbonatos estão sobrepostos às formações ferríferas bandadas (FFBs) da Formação Cauê, do mesmo grupo. Neste caso, a idade de 2.420 Ma pode ser considerada idade máxima para a deposição das FFBs do Grupo Itabira. Estas FFBs são correlacionáveis com aquelas que ocorrem no Supergrupo Transvaal (África do Sul) e na Bacia de Hamersley (Austrália) (CLOUD 1973; JAMES & TRENDALL 1982).

A época do início da deposição das unidades basais do Supergrupo Minas ainda não é bem conhecida. Entretanto, idades U/Pb determinadas em zircões de diques aplíticos da região do QF mostram valores de 2.703 + 24/ − 20 Ma (MACHADO & CARNEIRO *in press*). Estes diques seriam as últimas manifestações da orogênese arqueana Rio das Velhas. Ao ser assumido que seriam necessários cerca de 100 Ma para o soerguimento e erosão dos terrenos orogenéticos arqueanos, o Grupo Caraça, unidade basal do Supergrupo Minas teria sua deposição iniciada a partir de 2.600 Ma (BABINSKI *et al.* em prep.).

A Formação Cauê, que está sobreposta ao Grupo Caraça e sotoposta à Formação Gandarela, seria então mais jovem que 2.600 Ma e mais antiga que 2.420 ± 19 Ma. ARNDT *et al.* (1991) calcula uma taxa deposicional de 3-4 m/Ma para as rochas sedimentares da seqüência inferior do Grupo Hamersley, parte intermediária da Bacia de Hamersley, e que contem as FFBs similares àquelas do QF. Assumindo que a Formação Cauê tem uma espessura verdadeira estimada em 400-500 metros e utilizando-se a taxa de deposição proposta por ARNDT (1991), o tempo para sua deposição seria ao redor de 100 Ma. Assim sendo, a deposição das FFBs do QF deve ter se iniciado a cerca de 2.520 Ma atrás, isto é, 100 Ma antes da deposição dos carbonatos da Formação Gandarela.

Ao se comparar a idade de ~ 2520 Ma, sugerida para o início da deposição das FFBs do Brasil, com idades das FFBs da Africa do Sul observa-se que estas são concordantes. A Formação Kuruman, que contem as mais importantes FFBs do Supergrupo Transvaal foi depositada entre 2.557 ± 49 Ma (JAHN *et al.* 1990) e 2.432 ± 31 Ma (TRENDALL *et al.* 1990). As FFBs da Austrália, que ocorrem na Bacia de Hamersley, também se mostram correlativas em idade com as FFBs da Formação Cauê, no QF. Idades U/Pb em zircões determinadas no Membro Dales Gorge da Formação Brockman Iron, importante camada de BBFs da Bacia de Hamersley, mostraram valores de 2.490 ± 20 Ma (COMPSTON *et al.* 1981).

Dados expostos acima não só reforçam a hipótese de um evento global de deposição de FFBs, mas também fornecem, com maior precisão, a época da deposição desses gigantescos depósitos

[1]Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares, IPEN/USP,SP
[2]Deptºde Geologia, Univ. do Vale do Rio dos Sinos, S.Leopoldo,RS
[3]Dept. of Geology, University of Kansas, Lawrence, KS, USA

de ferro. Tal evento global ocorreu justamente na passagem do Arqueano para o Proterozóico (em torno de 2.500 Ma), ao invés de um intervalo de tempo de até 500 milhões de anos como apresentado na literatura disponível.

Referências

ARNDT, N.T.; NELSON, D.R.; COMPSTON, W.; TRENDALL, A.F.; THORNE, A.M. 1991. The age of the Forstecue Group, Hamersley Basin, Western Australia, from ion microprobe zircon U–Pb results. Australian J. Earth Sci., 38: 261–281.

BABINSKI, M.; CHEMALE JR., F.; VAN SCHMUS, W.R. 1991. Geocronologia Pb/Pb em rochas carbonáticas do Supergrupo Minas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. Anais III Cong. Bras. Geoq., v. 1, p. 628–631.

BABINSKI, M.; CHEMALE JR., F.; VAN SCHMUS, W.R., em prep. The Pb/Pb age of Minas Supergroup carbonate rocks, Quadriláetro Ferrífero, Brazil, and its implication to the correlation with BIFs from South Africa and Australia.

CLOUD, P. 1973. Paleoecological significance of the banded iron-formation. Econ. Geol., 68: 1135–1143.

COMPSTON, W.; WILLIAMS, I.S.; McCULLOCH, M.T.; FOSTER, J.J.; ARRIENS, P.A.; TRENDALL, A.F. 1981. A revised age for the Hamersley Group (abstract). Geol. Soc. Australia, v. 3, p. 40.

CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; MULLER, G.; QUADE, H.; REIMER, V.; ROESER, H. 1980. Interpretação tectônica e petrológica de dados geocronológicos do embasamento na borda sudeste do Quadrilátero Ferrífero. Anais da Acad. Bras. Ciências, 52: 785–799.

JAHN, B.M.; BERTRAND-SARFATI, J.; MORIN, N.; MACÉ, N. 1990. Direct dating of stromatolitic carbonates from the Schmidtsdrif Formation (Transvaal Dolomite), South Africa, with implications on the age of the Ventersdorp Supergroup. Geology, 18: 1211–1214.

JAMES, H.L. & TRENDALL, A.F. 1982. Banded Iron Formation: Distribution in time and paleoenvironmental significance. In: H.D. Holland & M. Schidlowski, eds. Mineral deposits and the evolution of the biosphere. pp. 199–218, Springer Verlag, Berlin.

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. Anais V Simp. Geol. Minas Gerais, SBG, v. 1, p. 1–5.

MACHADO, N. & CARNEIRO, M., in press. A major Archean tectonothermal event in the São Francisco shield, Brazil: U–Pb evidence from the Bonfim metamorphic complex, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Can. J. Earth Sci.

TEIXEIRA, W. 1985. A evolução geotectônica da porção meridional do cráton do São Francisco, com base em interpretações geocronológicas. Tese de doutorado, 207 p., Universidade de São Paulo, São Paulo.

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 Kaapvall and Pilbara Cratons between about 3.1 and 2.4 Ga (abstract). III Int. Archean Symp. Proc., p. 81–83.

SEQÜÊNCIAS ESTRATIGRÁFICAS DA FASE RIFTE DO SUPERGRUPO ESPINHAÇO, DIAMANTINA, MINAS GERAIS

Rogério Rodrigues da Silva[1]

O objetivo desse artigo é apresentar um arcabouço estratigráfico para a fase rifte do Supergrupo Espinhaço em Diamantina, Minas Gerais. Foram reconhecidas quatro seqüências estratigráficas, denominadas da base para o topo de: *Olaria, Natureza, São João da Chapada e Sopa-Brumadinho* (Figs. 1 e 2). Uma seqüência estratigráfica ou deposicional (MITCHUM *et al.* 1977) é uma unidade sedimentar composta por estratos concordantes, geneticamente relacionados e limitados na base e no topo por discordâncias ou por suas conformidades correlativas. A evolução da fase rifte do Supergrupo Espinhaço meridional é caracterizada por períodos de intensa atividade tectônica, que causam o desenvolvimento dos limites entre as seqüências estratigráficas (discordância nos bordos da bacia e de suas conformidade correlativas nas áreas centrais), intercalados com períodos de calmaria, durante os quais ocorrem o preenchimento dos riftes através do desenvolvimento e da progradação dos sedimentos aluviais. O padrão geral de paleocorrentes indica áreas-fontes a oeste e depocentros a leste.

A *Seqüência Estratigráfica Olaria* ocorre na base do Supergrupo Espinhaço, seu limite inferior é uma falha de empurrão e seu limite superior é uma discordância erosiva profunda. O contato dessa seqüência com o embasamento não foi observado. A espessura máxima é de 30 metros e os sedimentos estudados representam um sistema deposicional transicional, provavelmente de praia. A *Seqüência Estratigráfica Natureza* é limitada na base por uma discordância erosiva (Fig. 2a e b) e no topo por uma discordância angular. A espessura máxima dessa seqüência é de 100 metros e os sedimentos apresentam diminuição regular de granulometria em direção ao topo. Recobrindo a discordância erosiva basal, ocorre meta-conglomerado polimítico com características de um sistema de leque aluvial proximal, representado por sedimentos depositados por fluxo de detritos intercalados com aqueles depositados por fluxo de corrente (Fig. 2a). Segue-se um sistema fluvial entrelaçado, um sistema eólico e no topo ocorrem sedimentos transicionais (Fig. 1b). A Formação Bandeirinha (FOGAÇA *et al.* 1984) engloba os sedimentos das Seqüências Estratigráficas Olaria e Natureza. Essa denominação deve ser abandonada porque não leva em consideração a existência da discordância erosiva que limita essas seqüências. A *Seqüência Estratigráfica São João da Chapada* é limitada na base por uma discordância angular (Fig. 2c) e no topo por uma conformidade correlativa. A espessura dessa seqüência alcança 70 metros na área estudada. Falhamento normal sin-sedimentar de alto ângulo causou o desenvolvimento da discordância angular basal, de intenso basculamento de blocos e de depressões tectônicas, prontamente preenchidas por depósito de talus (fluxo de detritos) (Fig. 2c). Recobrindo a discordância e a brecha basal, os sedimentos estruturam-se em um contato do tipo *onlap*, indicativos de uma transgressão do nível de base deposicional da bacia (VAIL *et al.* 1977). Na área mapeada, os sedimentos são representativos de sistema deposicional marinho raso e litorâneo (MARTINS-NETO & PFLUG 1992) ou lacustre (ALMEIDA ABREU & PFLUG 1992). A *Seqüência Estratigráfica Sopa-Brumadinho* é limitada na base pela conformidade correlativa a discordância erosiva, que aflora fora da área mapeada e que marca o limite entre as Seqüências Estratigráficas São João da Chapada e Sopa-Brumadinho (HARALYI *et al.* 1992) (Fig. 2d). A espessura dessa seqüência é de aproximadamente 150 metros. Pelitos, de origem lacustre (5), ocorrem recobrindo a conformidade correlativa (Figs. 1a e b). Estudos mais detalhados dessas rochas não foram possíveis devido a intensa deformação que estas apresentam. Os pelitos gradam no topo para arenitos, e estes transicionam gradualmente para conglomerados polimíticos portadores de diamantes, interpretados como um sistema de leques deltáicos (ALMEIDA ABREU *et al.* 1987), com características progradantes. No topo da seqüência, sedimentos transicionais recobrem os conglomerados deltáicos.

[1] Geologisches Institut der Universitaet Albertstr. 23 B 7800 Freiburg I.Br. Alemanha

A evolução tectono-sedimentar do rift Espinhaço na região de Diamantina pode ser sumarizada da seguinte forma: 1 – Deposição da Seqüência Olaria (*Estágio Pré-Rifte*). 2 – Período de atividade tectônica com o desenvolvimento de discordância erosiva. 3 – Período de tranquilidade tectônica com deposição da Seqüência Natureza (*Estágio Sin-Rifte 1*). 4 – Período de atividade tectônica com o desenvolvimento de discordância angular, basculamento de blocos e deposição de brechas. 5 – Período de tranquilidade tectônica, durante o qual ocorreu a deposição da Seqüência São João da Chapada (*Estágio Sin-Rifte 2*), caracterizado pela deposição de sedimentos transicionais na parte central da bacia (estruturado em um contato do tipo *onlap*), e pelo desenvolvimento de extensivo sistema fluvial do tipo entrelaçado (MARTINS-NETO *et al.* 1992) nos bordos da bacia. 6 – Período de atividade tectônica com desenvolvimento de discordância erosiva nos bordos da bacia (Fig. 2d) e de sua conformidade correlativa no centro da bacia. 7 – Período de tranquilidade tectônica representado, na área estudada, pela progradação de leques deltáicos da Seqüência Sopa-Brumadinho (*Estágio Sin-Rifte 3*). Em áreas proximais (Fig. 2d) sedimentos dessa seqüência foram depositados em canais aluviais, controlados por falhas extensionais de direção N–S. Essa seqüência grada para sedimentos eólicos da Formação Galho do Miguel, que representam depósitos acumulados durante períodos de tranquilidade tectônica em uma etapa evolutiva da bacia pós-rifte Espinhaço (UHLEIN 1991).

Referências

MITCHUM *et al.* 1977. AAPG Memoir 26, p.53–62.
FOGAÇA *et al.* 1984. Anais 23. Cong.Bras.Geol., p.2654–2667.
VAIL *et al.* 1977. AAPG Memoir 26, p.63–81.
MARTINS-NETO & PFLUG 1992. Abstracts, 13. Geowis. Lateinamerika-Kolloquium, Münster.
ALMEIDA ABREU & PFLUG 1992. Abstracts, 13. Geowis. Lateinamerika-Kolloquium, Münster.
HARALYI *et al.* 1992. R.Esc.Minas, Ouro Preto, 45 (1 e 2), p.68–70.
ALMEIDA ABREU *et al.* 1987. SBG/Núcleo-MG, Bol.6, p.69–83.
MARTINS-NETO *et al.* 1992. Zbl.Geol.Paläont. Teil I, p.1737–1747.
UHLEIN 1991. Tese Doutorado no publicada. USP, 295 pp.

Figura 1 - As Seqüências Estratigráficas da fase rift do Supergrupo Espinhaço meridional.

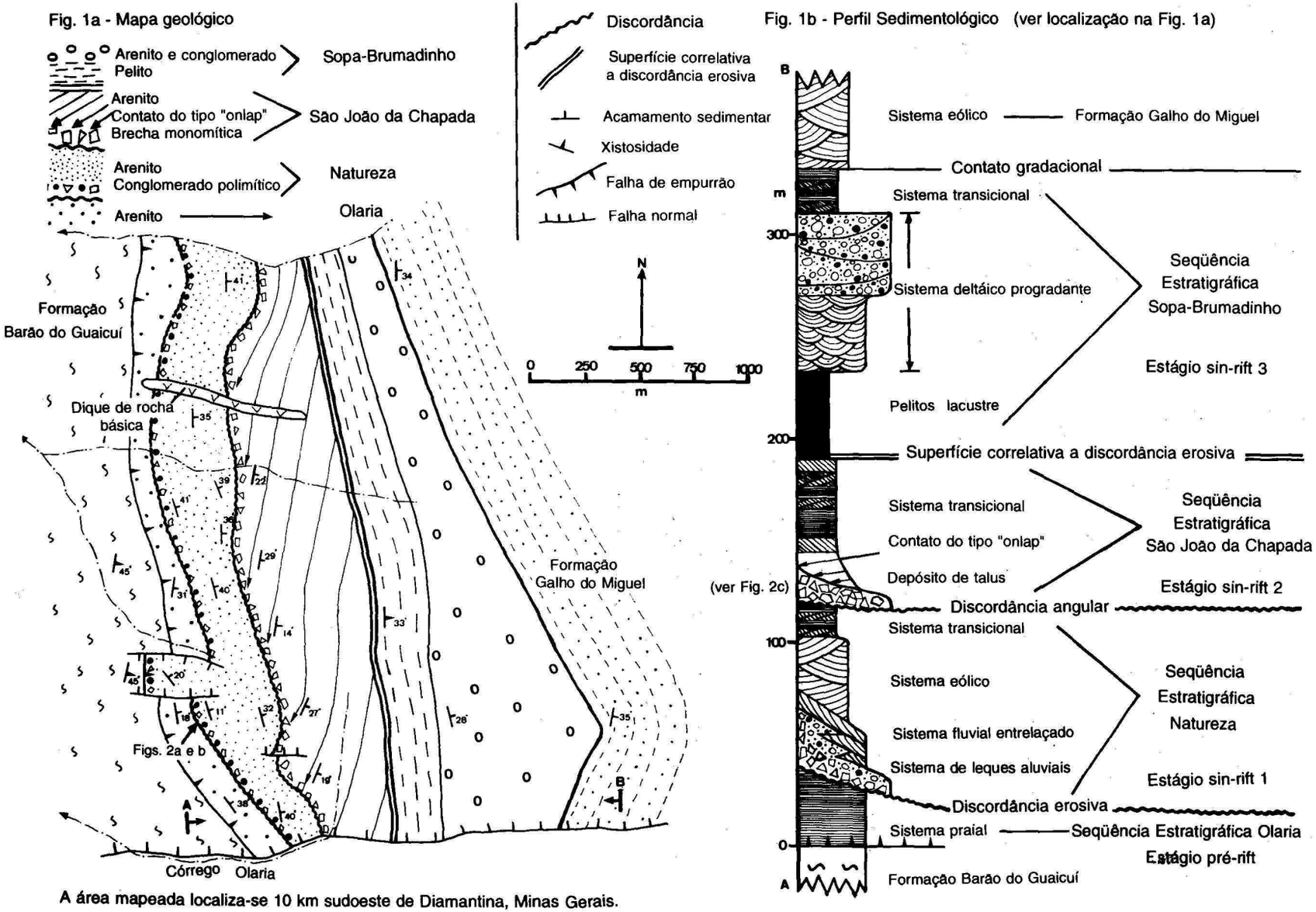


FIGURA 2 - AS DISCORDÂNCIAS SEDIMENTARES DA FASE RIFT NO SUPERGRUPO ESPINHAÇO MERIDIONAL

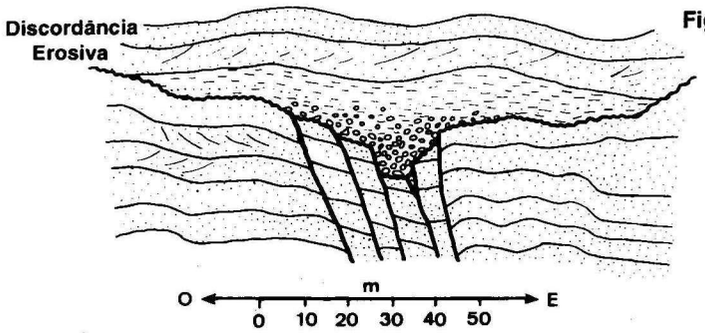


Fig 2d - Discordância erosiva desenvolvida entre as Seqüências Estratigráficas São João da Chapada e Sopa-Brumadinho (modificado de Haralyi et al., 1992)

Fig 2c - Discordância angular mapeada entre as Seqüências Estratigráficas Natureza e São João da Chapada.

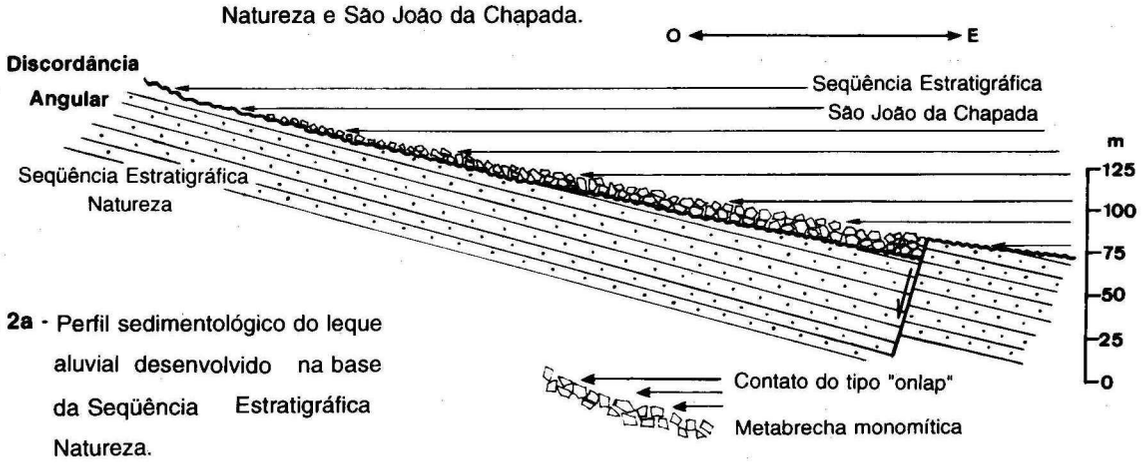


Fig. 2a - Perfil sedimentológico do leque aluvial desenvolvido na base da Seqüência Estratigráfica Natureza.

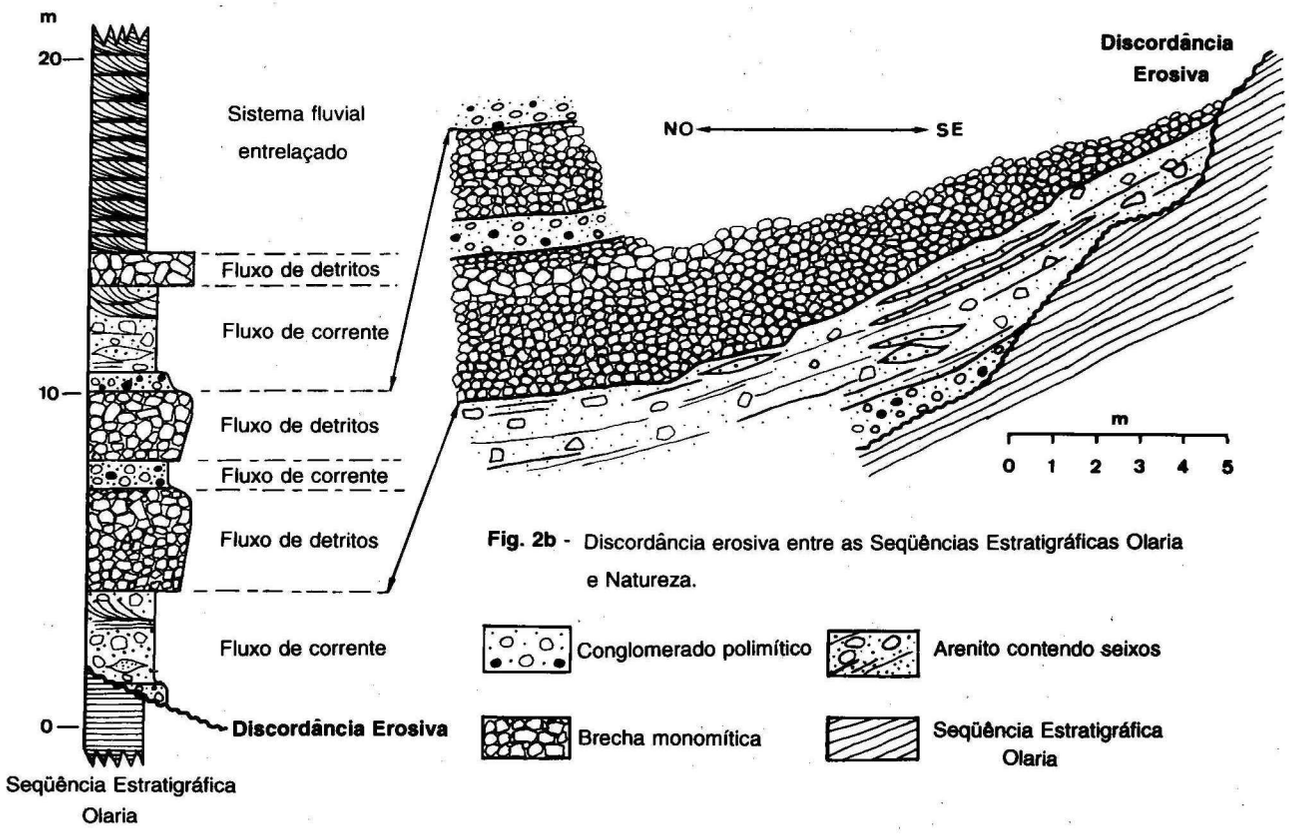


Fig. 2b - Discordância erosiva entre as Seqüências Estratigráficas Olaria e Natureza.

MIDDLE PROTEROZOIC PALEOGEOGRAPHY OF THE CENTRAL PORTION OF THE SÃO FRANCISCO CRATON IN THE STATE OF BAHIA

José Maria Landim Dominguez[1]
Gélbio Melo Fagundes Rocha[2]

The Espinhaço Supergroup represents the major sedimentary cover of middle proterozoic age in the São Francisco Craton (SFC). This supergroup has accumulated in an aborted rift which has had its origin around 1,7 Ga. In this rift three major depositional sequences accumulated at the eastern Chapada Diamantina Province (CDP) (the Paraguaçu-Rio dos Remédios (PRR), the Tombador-Caboclo (TC) and the Morro do Chapéu (MC) sequences) and three at its western counterpart — the Espinhaço Setentrional Province (ESP) (the Borda Leste (BL), the Espinhaço (E) and the Gentio (G) sequences) (Fig. 1). The Paramirim block probably acted as an internal high, separating these two sub-basins. This sedimentary cover has been studied using a basin analysis approach. The integration of field work with satellite imagery data and published maps (scale 1:250.000) has allowed the construction of the following paleogeographic scheme. Inception of the basin took place around 1,7 Ga with a major episode of volcanism (riolites, dacites etc.). This volcanism was very expressive at the central part of the basin. North and southwards the sediments of the PRR and the BL sequences rest directly on the basement. Major normal faults active during this episode were probably the Jacaraci, Caetité, Santo Onofre, Boqueirão, Estreito, Jussiape, Rio de Contas and Paramirim (Fig. 1). During basin inversion these faults behaved as reverse or strike-slip faults. An important fluvial system with persistent paleocurrents directed do N140°, caracterizes the northern part of the CDP region, these sediments grade vertically and laterally to tidal flats and estuarine sediments. Eolian sediments deposited at this time indicate paleowinds directed towards S–SW. This sedimentation was apparently coeval with volcanism. After cessation of volcanism, sedimentation over most of the aulacogen was caracterized by eolian sediments with cross-strata indicating paleowinds blowing towards NW–N–NE. These sediments pass laterally and vertically to tidal flats and very shallow subtidal sediments with localized small deltas. At the southwestern extreme of the basin, however, major water depths were reached with deposition of banded Fe–Mn sediments below storm wave-base (BL sequence). After this first episode of deposition a major uplift apparently affected the entire area, generating a major unconformity. At the ESP region, conglomerates and fluvial sediments with paleocurrentes directed towards the east rest directly on top of banded Fe–Mn formations of the BL sequence. At the CDP region, coarse fluvial sediments and conglomerates rest on top of shallow littoral sediments and small deltas. This uplift episode and associated unconformity could be the equivalent of the break-up unconformity that characterizes the evolution of rift basins. After this uplift another major subsidence episode took place, which allowed deposition of the TC and E sequences respectively at the CDP and the ESP regions. Whereas in the previous depositional episode, sedimentation was typified by great lateral variability of facies, in this episode sedimentation was characterized by laterally persistent facies. Also during this episode, sedimentation was not any more restricted to the elongated axis of the aulacogen, but spilled its original limits and onlapped the bordering basement. Sedimentation in CDP region (TC sequence) was characterized at the base by a major fluvial system with persistent paleocurrents directed towards the west. However, at the the northeastern part of this province eolian sediments with cross-strata indicating paleo-winds blowing persistently to N–NE were deposited. These fluvial-eolian sediments were transgressed by storm-dominated plataformal sediments, with localized carbonate buildups. At the ESP province, sedimentation (E sequence) began with localized fluvial sediments which were rapidly engulfed by eolian sands. These sediments were then covered by coarse, shallow, arenaceous

[1]Pós-Graduação em Geologia — PPPG — UFBA
[2]Superintendência de Geologia e Recursos Minerais — SGM

sediments deposited under the influence of waves and currents, which were then covered by fine graphitic sediments deposited below storm wave base, probably under anoxic conditions. Localized ocurrences of carbonates are included in these fine grained sediments. Within both provinces (CDP and ESP) the sediments uniformly maintain its characteristics over the entire area. At this time the sedimentary basin exibited caracteristics of a major intracratonic basin. After deposition of these two sequences (TC and E), a major sea-level drop exposed almost the entire basin to subaerial conditions. At the CDP region a major drainage system was incised into the plataformal sediments of the TC sequence. Coarse conglomeratic sediments occur at the bottom of this drainage. During the subsequent rise in sea level estuarine sediments infilled this incised valley. This fluvial-estuarine valley fill is called herein the MC sequence. At the ESP region no evidences of subaerial exposure were found. However coarse-grained turbidite deposits are present at the uppermost part of the Espinhaço Supergroup at this province. These turbidites (G sequence) are probably the distal equivalents of the incised valley at the CDP region.

The study of the middle proterozoic sedimentary cover of the SFC shows the existence of a major aborted rift basin with two well defined sedimentation phases. A syn-rift phase with a sedimentary record characterized by rapid lateral and vertical facies changes (PRR and BL sequences) and a post-rift phase characterized by laterally and widely distributed sedimentary facies (E and TC sequences). Towards the end of middle proterozoic time, important fluctuations in sea level affected most of the craton as evidenced by the MC and G sequences.

The middle proterozoic sedimentary cover of the SFC thus represents a continuous memory of the extensional, compressional and eustatic episodes that affected the craton during this time. The application of modern concepts of basin analysis is fundamental to decipher this history, with obvious consequences to mineral exploration.

Acknowledgements: support for this research was provided by the CNPq (Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico), CPRM (Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais) and SGM (Superintendência de Geologia e Recursos Minerais).

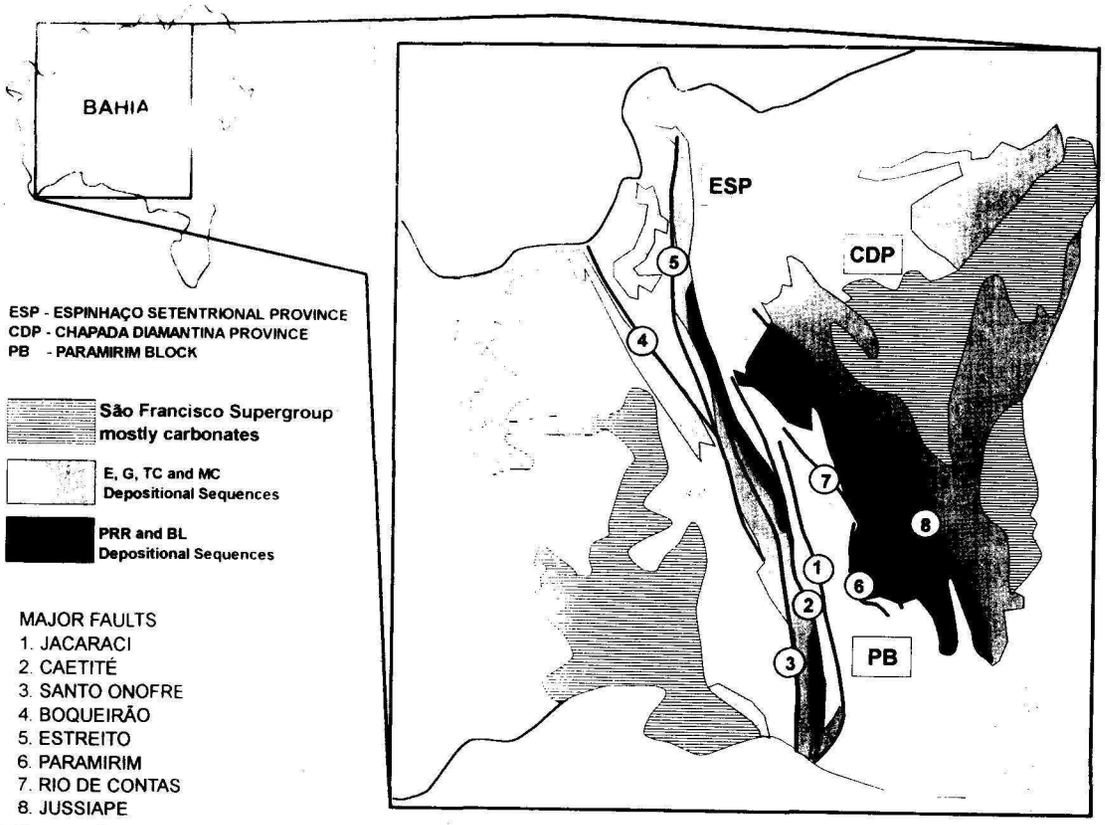


Figure 1. Simplified map showing distribution of the São Francisco and Espinhaço Supergroups in the Central State of Bahia

IDADE ISOCRÔNICA Pb/Pb EM ROCHAS CARBONÁTICAS DA FORMAÇÃO CABOCLO, EM MORRO DO CHAPÉU, BA

M. Babinski[1]
W.R. Van Schums[2]
F. Chemale Jr.[3]
B.B. Brito Neves[4]
A.J.D. Rocha[5]

O Supergrupo Espinhaço, na sua porção setentrional, é representado pelos Grupos Rio dos Remédios, Paraguaçú e Chapada Diamantina. O Grupo Rio dos Remédios é constituído por seqüências clásticas e pelíticas associadas a rochas vulcânicas. Este grupo ocorre sobre um embasamento de idade Arqueana a Proterozóico inferior. O Grupo Paraguaçú ocorre discordantemente sobre o Grupo Rio dos Remédios. é constituído por seqüências clásticas e pelíticas que foram depositadas em ambiente litorâneo, com progradação para ambiente deltáico (PEDREIRA *et al.*, 1993). O Grupo Chapada Diamantina é composto por três formações: Tombador, Caboclo e Morro do Chapéu. A discordância entre os Grupos Paraguaçú e Chapada Diamantina ainda não foi bem estabelecida. A Formação Tombador é constituída principalmente por conglomerados e arenitos eólicos e fluviais; o contato com a Formação Caboclo, que é composta por argilitos e arenitos finos, com ocorrências de carbonatos na base e no topo, é gradacional. Na Formação Morro do Chapéu, são encontrados quartzitos e, subordinamente, siltitos e argilitos. Segundo PEDREIRA *et al.* (1993) as litologias e estruturas deste grupo podem representar a seguinte evolução nos ambientes deposicionais: continental fluvial a desértico (Formação Tombador), marinho raso (Formação Caboclo) e fluvial-deltáico (Formação Morro do Chapéu).

Na região da Chapada Diamantina são escassos os dados geocronológicos, sendo estes restritos às idades de rochas vulcânicas (BRITO NEVES *et al.* 1979), determinações Rb/Sr em rochas pelíticas da Formação Caboclo (BRITO NEVES *et al.* 1980; MACEDO & BONHOMME 1984) e idades convencionais K/Ar (BRITO NEVES *et al* 1980; MACEDO & BONHOMME 1984).

A idade determinada em um meta-riolito, pertencente à porção do Supergrupo Espinhaço, da região de Conceição de Mata Dentro, MG, foi de 1770 Ma (BRITO NEVES *et al* 1979). Esta idade representa a fase de vulcanismo que ocorre associado às seqüências sedimentares. Determinações Rb/Sr em rochas vulcânicas e tufos deste mesmo grupo na Bahia forneceram grande dispersão dos pontos e conseqüentemente um alinhamento precário dos mesmos no diagrama isocrônico, o qual sugere uma idade de 1090 ± 50 Ma, que foi interpretada por BRITO NEVES *et al.* (1980) como época do anquimetamorfismo e deformação que afetou estas rochas.

Idades Rb/Sr em rochas pelíticas (siltitos e argilitos) da Formação Caboclo foram obtidas por BRITO NEVES *et al.* (1979) e MACEDO & BONHOMME (1984). BRITO NEVES *et al.* (1979) obtiveram uma idade isocrônica de 1290 ± 52 Ma, a qual foi interpretada como época de um evento de rehomogeneização isotópica que afetou estas rochas. MACEDO & BONHOMME (1984) utilizaram alguns dados de BRITO NEVES *et al.* (1979) e realizaram novas determinações, cujo conjunto forneceu uma idade isocrônica Rb/Sr ao redor de 960 Ma. Esta foi interpretada como a época de homogeneização isotópica a nível de afloramento. Idades K/Ar mostram a influência da tectônica brasiliana sobre todas as unidades geológicas (BRITO NEVES *et al.* 1979; MACEDO & BONHOMME 1984).

Rochas carbonáticas pertencentes ao topo da Formação Caboclo foram datadas pelo método isocrônico Pb/Pb. As amostras utilizadas neste estudo são calcários estromatolíticos subhorizontais de coloração rosada e silicificados. São provenientes da Fazenda Tanque, situada 12km a oeste de Morro do Chapéu, próximo ao flanco oeste da anticlinal homônima.

[1]Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares — IPEN/USP, SP
[2]Dept. of Geology, University of Kansas, Lawrence, KS, USA.
[3]Deptºde Geologia, Univ. do Vale do Rio dos Sinos, S.Leopoldo, RS
[4]Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, SP
[5]Companhia de Pesquisas e Recursos Minerais (CPRM), Salvador, BA

As estruturas estromatolíticas presentes nestas rochas foram classificadas como *Columnaecollenia*, e devido sua associação com outros tipos de estruturas, a idade de deposição pode corresponder ao intervalo de 1350 a 950 Ma, ou seja, Rifeano médio (ROCHA *et al.* 1990).

Estes carbonatos mostram concentrações de Pb entre 0,46 a 0,92 ppm e teores de U entre 0,11 e 0,24 ppm. As razões isotópicas $^{206}Pb/^{204}Pb$ mostraram valores entre 19,80 e 26,6, e razões $^{207}Pb/^{204}Pb$ entre 16,02 e 16,53 (Tabela 1). A idade isocrônica determinada através de suas composições isotópicas foi de 1140 ± 140 Ma (Figura 1), utilizando o modelo de regressão de LUDWIG (1983).

Devido ao fato destes carbonatos apresentarem-se silicificados e levemente deformados, esta idade é interpretada como idade mínima de deposição dos calcários do topo da Formação Caboclo. Por outro lado esta idade coincide, dentro do erro analítico, com idades entre 1000–1200 Ma anteriormente obtidas em outros tipos de rochas, e interpretadas como representantes da época de anquimetamorfismo e deformação que afetou as unidades do Grupo Chapada Diamantina.

Considerando os dados geocronológicos preexistentes e outros em andamento (sobre o Complexo Rio dos Remédios), pode-se propor o intervalo de tempo compreendido entre 1800 e 1150 Ma, para o desenvolvimento do Supergrupo Espinhaço, sendo este último valor considerado como idade mínima para os processos de sedimentação.

A evolução geológica desta região, segundo o modelo proposto LANDIM (1993), ocorreu em 10 estágios. Os dados radiométricos até agora determinados referem-se aos estágios 1 e 5 daquele autor. Os estágios intermediários (entre 1 e 5) e subseqüentes carecem de estudos geocronológicos.

Referências

BRITO NEVES, B.B.; KAWASHITA, K.; CORDANI, U.G.; DELHAL, J. 1979. A evolução geocronológica da Cordilheira do Espinhaço; dados novos e integração. Rev. Bras. Geoc., 9:71–85.

BRITO NEVES, B.B.; CORDANI, U.G.; TORQUATO, J.R.F. 1980. Evolução geocronológico do Pré-Cambriano do Estado da Bahia. In: Inda, H.A.V. & Duarte, F.B., eds. Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia. Textos Básicos, V. 4, p. 1–101.

LANDIM DOMINGUEZ, J.M. 1993. As coberturas do Craton do São Francisco: uma abordagem do ponto de vista da análise de bacias. No prelo.

LUDWIG, K.R. 1983. Plotting and regression programs for isotope geochemists, for use with HP–86/87 microcomputers: United States Geological Survey Open-File Report, 83–849. p. 94.

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

PEDREIRA, A.J.; DOSSIN, I.A.,; UHLEIN, A.; DOSSIN, T.M.; GARCIA, A.J.V. 1993. Supergrupo Espinhaço. No prelo.

ROCHA, A.J.D.; PEREIRA, C.P.; SRIVASTAVA, N.K. 1990. Seqüências carbonáticas da Formação Caboclo na Folha Morro do Chapéu (Bahia). In: Congr. Bras. Geol., 36, Natal, RN. Anais... Natal, SBG., V. 2, p. 49–65.

Tabela 1. Dados analíticos dos carbonatos da Formação Caboclo

AMOSTRA	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$	Pb ppm	Pbng	U ppm	U ng
MF-23-A1	21,434	16,116	45,790	0,72	182,77	0,21	52,59
MF-23-A2	21,598	16,139	47,025	0,70	111,49	0,15	24,04
MF-23-B1	19,799	16,024	41,601	0,92	245,87	0,11	28,06
MF-23-C1	26,644	16,533	53,471	0,62	151,26	0,22	54,03
MF-23-C2	25,874	16,483	52,091	0,58	142,04	0,24	57,68
MF-23-C3	25,149	16,419	52,464	0,46	116,99	0,23	58,49
MF-23-C4	25,335	16,426	52,265	0,51	126,82	0,24	60,46
MF-23-D1	24,884	16,424	53,134	0,71	154,47	—	—

Nota: Razões isotópicas foram corrigidas para um fracionamento isotópico de 0,13% u.m.a., determinado através de mais de 100 análises do padrão de Pb comum NBS 981. Concentrações de U e Pb foram determinadas usando traćador isot'opico contendo 5,3686 ppm ^{235}U e 0,6374 ppm ^{208}Pb. Brancos analíticos de Pb foram menores que 50 pg.

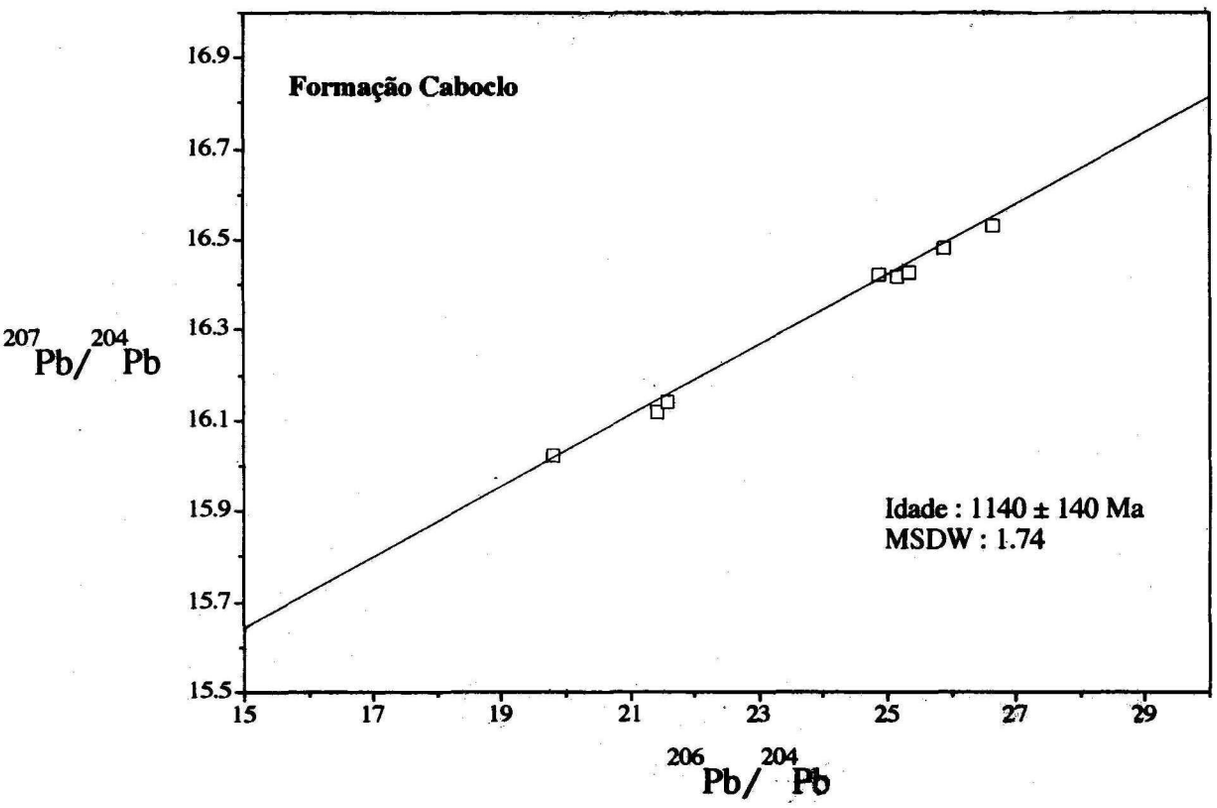


Figura 1. Diagrama isocrônico de Pb para as amostras de rochas carbonáticas da Formação Caboclo.

CONTINUIDADE DAS SEQÜÊNCIAS RIFEANAS SOB A BACIA DO SÃO FRANCISCO CONSTATADA POR LEVANTAMENTOS GEOFÍSICOS EM MINAS GERIAIS

Oscar P. G. Braun[1]
Mariela Martins[1]
Wilson José de Oliveira[1]

Com base nos aspectos tectônicos e nas correlações estratigráficas, suspeitávamos que as seqüências proterozóicas do supergrupo Araí poderiam prolongar-se sob as camadas do grupo Bambuí tendo continuidade com os grupos Macaúbas e Sto. Onofre, formação Palmas de Monte Alto, etc. (BRAUN 1982 e 1990).

As seções sísmicas levantadas pela Petrobrás, em 1992, no interflúvio São Francisco, Paracatu e Urucuia, em Minas Gerais mostram fortes indícios dessa continuidade, assim como revelam mais evidências da grande discordância pré-Bambuí, contribuindo com informações adicionais para interpretação da evolução tectônica do Proterozóico no Brasil.

Nas cabeceiras do rio Verde, na região lindeira de Minas e Bahia, as serras Central e do Monte Alto (1 na Fig. 2) são recortadas em uma seqüência de arenitos e siltitos finamentos estratificados que foram denominados formação Palmas de Monte Alto por FERNANDES *et al.* em 1983. Este pacote que ocorre descontínuo para sul até as proximidades de Janaúba, na serra do Gado Bravo, (2 na Fig. 2) e mapeado como grupo Macaúbas, tem conglomerados na base e é recoberto discordantemente pelas camadas do grupo Bambuí que também se iniciam com conglomerados. Estas rochas foram cortadas pelos poços 1-PSB-13-MG da CPRM e 1-MA-1MG da Petrobrás, (3 na Fig. 2) nas proximidades de Montalvânia. Bem mais ao sul, o poço 1-PSB-17-MG da CPRM, nas proximidades da serra da Água Fria, corta uma seqüência psamítica semelhante. O poço 1-RF-1MG, da Petrobrás, cerca de 90km a nordeste desta serra e já na área de estudos (Fig. 1), determinou em conglomerado na base do pacote Bambuí. Cerca de 90km a nordeste e 40km a oeste da área em estudo, afloram os arenitos (quartzitos) do grupo Paranoá recobrindo as camadas sílticas-argilosas com intercalações de calcários do grupo Traíras (supergrupos Araí)

A seção sísmica passando por este poço mostra, a cerca de 170m abaixo do topo do conglomerado, uma discordância angular que separa o grupo Bambuí de um pacote, provavelmente arenítico (quartzítico?), em blocos escalonados, truncados por falhas originalmente normais e reativadas por movimentos cavalgantes (denotados pelas ondulações conflitantes com a horizontalidade do pacote Bambuí e pelo rejeito dos refletores). Este pacote estende-se para oeste, com espessuras variando de centenas de metros devidos às deformações e posterior erosão pré-Bambuí. Distingue-se ainda abaixo desse pacote, também em discordância, blocos descontínuos, encaixados em falhas, de uma espessa seqüência supostamente psamítica com prováveis intercalações de básicas. Esta seqüência deve corresponder aos quartzitos do Espinhaço, aflorantes na serra do Cabral, assim como o pacote superior deve corresponder ao grupo Macaúbas, Essa peculiar situação estrutural, de blocos do pacote quartzítico encaixados em falhas normais reativadas por cavalgamentos, ocorre exemplarmente no sul do Espinhaço, entre Jaboticatubas e Bom Jesus do Amparo (MG) e nas proximidades de Arraias e Monte Alegre, em Goiás.

No estremo oeste do diagrama das seções sísmicas (Fig. 1), nas proximidades de Bonfinópolis, é bem visível o cinturão de cavalgamentos da zona de falha de São Domingos, assim como (abaixo da discordância da base do grupo Bambuí) uma seção sem refletores que deve corresponder ao grupo Paranoá, sobrepondo uma seção mais diversificada que se acunha para leste e que deve corresponder ao grupo Traíras (como ocorre 60km ao norte na serra de São Domingos).

[1]Petrobrás Depex – Ditec – Sebint. Rio deJaneiro

O pacote psamítico pré-Bambuí ocorre continuamente de um extremo ao outro das seções sísmicas; enquanto a seqüência correspondente ao grupo Traíras, acunhando-se para leste (como no norte de Goiás), explica sua ausência sob o grupo Macaúbas.

É interessante notar que, na parte oriental do diagrama, diversas falhas inversas, com deslocamentos para noroeste e nornoroeste, deformam o Macaúbas-Paranoá sem atingir o Bambuí, salvo algumas reativações; enquanto na parte ocidental os cavalgamentos, com deslocamentos para leste, se processam mais no pacote Bambuí, como conseqüência da compressão da falha de São Domingos, (4 na Fig. 2) mais profunda a oeste e naõ alcançada pela seção sísmica. Observando-se o mapa da figura 2. vê-se a total correspondência com as compressões NW no Quadrilátero Ferrífero e sudeste de Minas e as compressões mais tardias W-E no oeste de Minas e em Goiás. Isto sugere uma correção nas nossas interpretações das principais direções de esforços no Ripheano e no Vendiano (BRAUN 1981 e 1982). Ao mesmo tempo, a oposição aos esforços de oeste, caracterizados pelas pequenas reativações na parte leste, criam uma zona de convergência destes dois esforços marcados por interessantes amarrotamentos dos siltitos e calcários Bambuí, que podem ser observados em expressivos afloramentos nas margens do rio Urucuia, na fazenda Sto. Inácio, e logo ao sul de Paredão de Minas, na fazenda São José das Gaitas.

Referências

BRAUN, O.P.G. 1981. Uma Discussão Sobre Alguns Aspectos Geotectônicos e Estratigráficos das Sequências Pré-Cambriantes do Centro-Leste de Goiás. In: ATA do 1ºSIMPÓSIO DE GEOLOGIA CENTRO-OESTE, SBG, Goiânia. pp:9–29.

RRAUN, O.P.G. 1982. *A Structural Synthesis of Brasil, Based on the Study of Major Lineaments Derived from Remote Sensing Imagery Interpretation.* PHOTOGRAMETRIA, Elsevier S. Publ. Co., Amsterdam. 37(1982): 77-108.

BRAUN, O.P.G., MELLO, U., DELLA PIAZZA, H. 1990. Bacias proterozóicas Brasileiras com Perspectivas Exploratórias Para Hidrocarbonetos. In: Origem e Evolução de Bacias Sedimentares. PETROBRÁS – Editora Gávea – Rio de Janeiro, pp. 115–132.

FERNANDES, P.E.C.A. *et al.* 1983. Geologia. In: BRASIL. DNPM. Projeto Radambrasil. *Folha SD.23 Brasília*, Rio de Janeiro, pp. 110–145.

TEIXEIRA, L.B. 1993. Bacia do São Francisco: Um exemplo de Integração Geofísica no Processo Exploratório. In: V Seminário de Geofísica. PETROBRÁS – RJ.

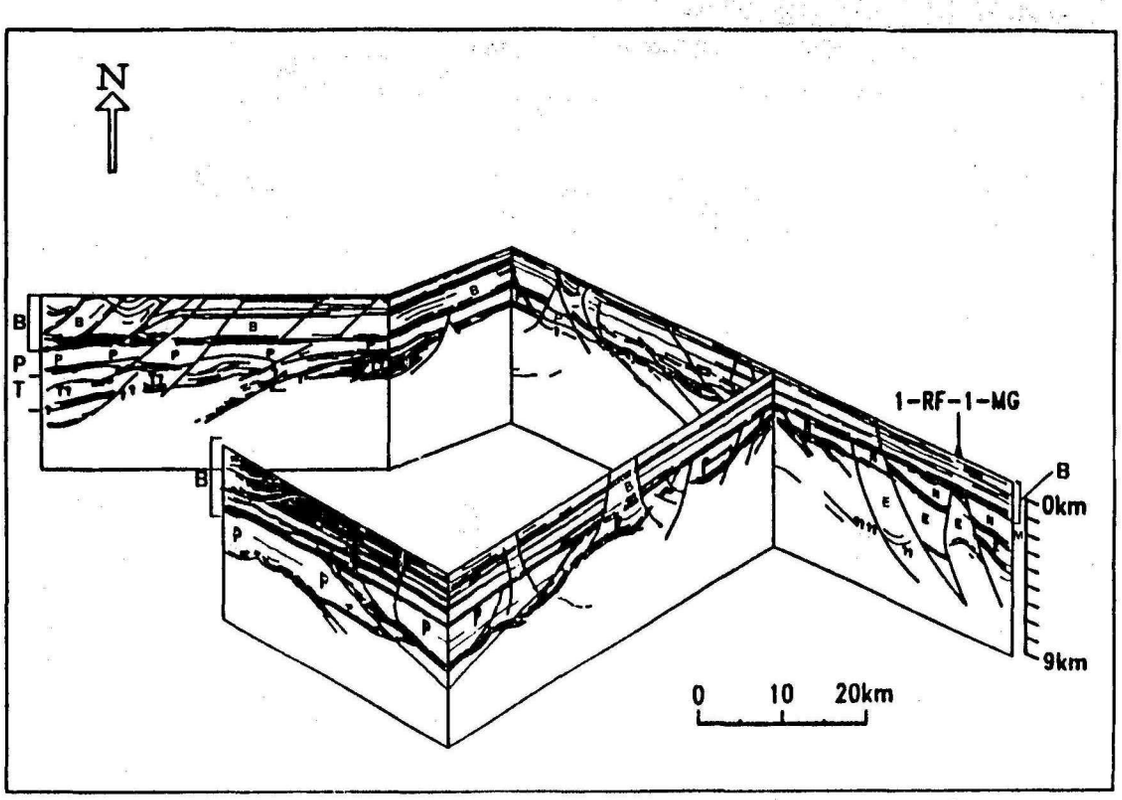


Fig. 1 - Diagrama de algumas seções sísmicas na região do Urucuia (MG), onde estão representados os principais refletores. B - Bambuí, E - Espinhaço, M - Macaúbas, P - Paranoá, T - Traíras.

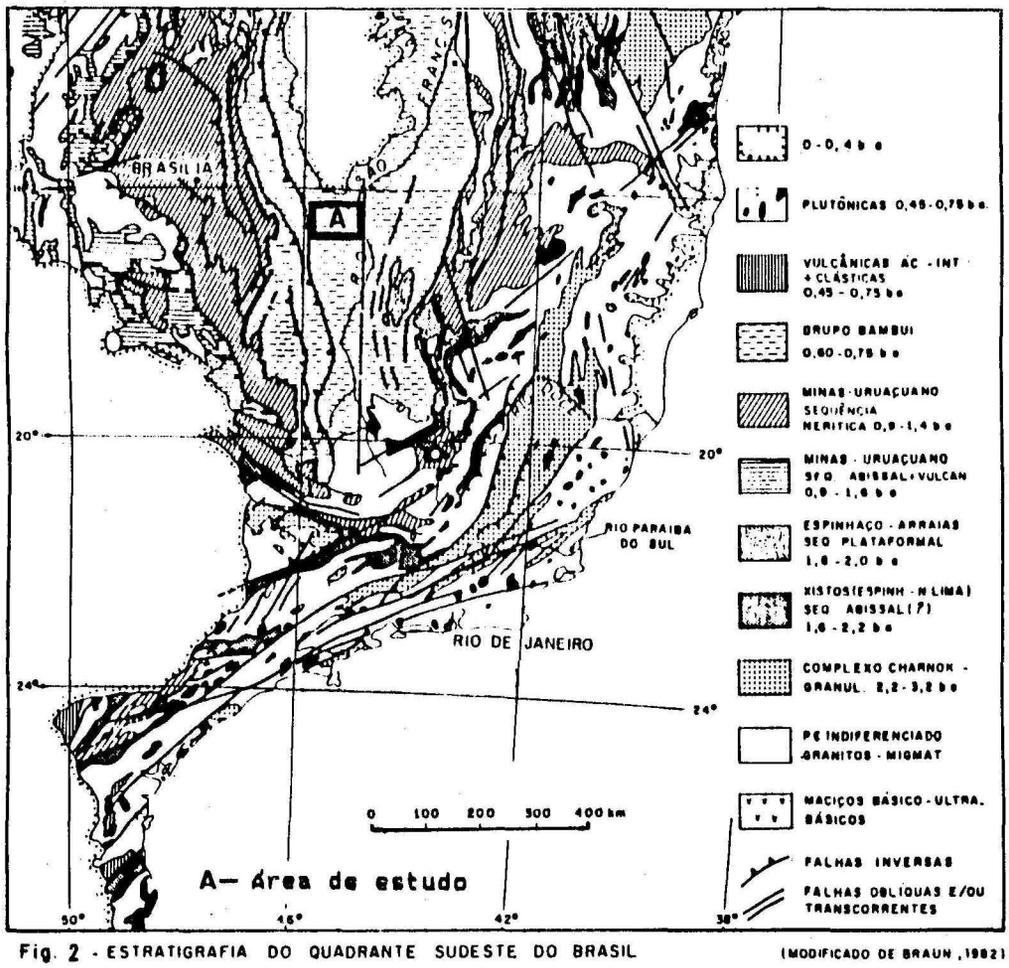


Fig. 2 - ESTRATIGRAFIA DO QUADRANTE SUDESTE DO BRASIL (MODIFICADO DE BRAUN, 1982)

CONSIDERAÇÕES SOBRE A ESTRATIGRAFIA DA BACIA DO SÃO FRANCISCO COM BASE EM DADOS DE SUBSUPERFÍCIE

Mariela Martins[1]
Lino Brito Teixeira[1]
Oscar P. G. Braun[1]

No final da década de 80, a Petrobrás acelerou a investigação exploratória na Bacia do São Francisco incluindo-se, entre as diversas etapas, a perfuração de três poços exploratórios. O presente trabalho trata da tentativa de correlação destes poços e dos poços perfurados pela CPRM no projeto Sondagem Bambuí (DNPM 1980) com as seções aflorantes da bacia.

A dificuldade inicial de efetuar-se tais correlações esteve relacionada muito mais à estruturação da bacia do que a heterogeneidades litológicas ou variações faciológicas. A utilização dos dados de sísmica de reflexão e a aplicação de alguns conceitos de estratigrafia de seqüência facilitaram o rastreamento regional das diversas unidades observadas. Não foram feitas inferências cronoestratigráficas pois estudos desta natureza ainda estão em andamento.

A partir dos perfis elétricos e radioativos foi gerado um perfil tipo para o trecho de coluna sedimentar amostrada nas perfurações. Verificou-se estreita correlação com as colunas estratigráficas já propostas para a bacia (Fig.1) com base em dados de subsuperfície. São observadas duas grandes unidades correlacionáveis às megaseqüências deposicionais Bambuí e Macaúbas.

A megaseqüência Macaúbas, mais inferior, exibe na área de Montalvânia pelo menos dois ciclos distintos: o basal, pelítico e transgressivo, seguido por um ciclo mais arenoso, regressivo.

O início da megaseqüência Bambuí é marcado pela deposição dos conglomerados Jequitaí em discordância angular sobre os arenitos e folhelhos Macaúbas e sobre o embasamento cristalino. As maiores espessuras deste conglomerado são encontradas nas depressões estruturais mais antigas. Quando repousa diretamente sobre o embasamento cristalino, o conglomerado apresenta suas menores espessuras. Em função disto, ele pode refletir o resultado de um evento regional de peneplanização da região precedente à instalação de um grande lago ou mar epicontinental.

A sedimentação da megaseqüência Bambuí, sob influência marinha, tem seu início marcado pela deposição de calcários maciços por vezes dolomíticos e subordinadamente, de folhelhos radioativos levemente calcíferos. Verticalmente essas fácies passam para uma seqüência carbonática depositada em ambiente de baixa energia, abaixo do nível de base das ondas normais (SOUZA CRUZ *et al.* 1989). Feições de truncamento e de corte com preenchimento indicam a ação esporádica e erosiva de tempestades com deposição de calcarenitos peloidais (tempestitos). Na área de Remanso do Fogo — Urucuia, os processos de sedimentação mostram-se mais bacinais com conseqüente aumento de argilosidade (folhelhos escuros).

A porção superior desta sucessão é representada por um pacote de carbonatos muito limpos correlacionáveis aos níveis de estromatólitos biolétitos do topo da Formação Sete Lagoas. Dada a sua ampla distribuição geográfica, aliada à um caráter sísmico distinto e contínuo, este evento foi considerado um datum de referência nas seções estratigráficas regionais, que assinalaria o final do *tempo Sete Lagoas.*

Segue-se uma seqüência transgressiva, representada por uma litofácies de laminitos folhelho / calcilutito com grande expressão regional. Este conjunto grada de forma relativamente súbita para outro marcado por uma alternância de processos de baixa energia (folhelhos escuros, calcíferos — suspensão) e processos de alta energia (calcarenitos oncolíticos / oolíticos — correntes trativas e oscilatórias), também registrados por BRAUN (1988). Na porção centro oeste da bacia , estes pulsos sedimentares caracterizam um ciclo transgressivo-regressivo, que deve estar relacionado a eventos tectono-eustáticos ocorridos durante a deposição destas fácies.

O sistema marinho acima descrito se encerra com a deposição de uma fácies de suspensão, pouco amostrada pelos poços, e que aos poucos deverá ceder espaço para as fácies de ambiente continental da *Seqüência Três Marias.*

[1]Petrobrás — DEPEX/DITEC/SEBINT (Rio de Janeiro — RJ)

Em termos gerais, a geometria e o caráter sísmico observados na megaseqüência Bambuí são característicos de ambientes bacinais em rampas carbonáticas. Os horizontes sísmicos tendem a ser paralelos, regulares e com significativa continuidade. As amplitudes das reflexões são menores quando o ambiente se torna mais argiloso, fato confirmado pelos dados de perfuração. Para a seção basal desta seqüência, isto é, da base do conglomerado Jequitaí até o final do *evento Sete Lagoas*, observa-se um aumento de espessura na direção oeste, confirmando um depocentro na região de Remanso do Fogo. O preenchimento gradativo é observado pelos pequenos *onlaps* nos paleoaltos. Esta seção apresenta ainda estreita correlação com outros exemplos mundiais de rampas carbonáticas, inclusive proterozóicas (BURCHETT & WRIGHT 1992).

As unidades superiores ocorrem como uma sucessão de seqüências empilhadas umas sobre as outras com forte agregação vertical e possível deposição além das bordas atuais da bacia. Devido ao seu baixo ângulo de mergulho, rampas carbonáticas são muito sensíveis às variações eustáticas do nível do mar e por isso grandes superfícies podem ser expostas com um pequeno rebaixamento do nível do mar num breve espaço de tempo. Isto torna consistentes as correlações efetuadas numa escala tão regional.

Referências

BRAUN, O.P.G. 1988. Mapeamento de semidetalhe em uma área para prospecção de hidrocarbonetos na bacia proterozóica do Bambuí, no Centro-Leste de Goiás. XXXV Congresso Brasileiro de Geologia. *Anais. SBG.* Belém, pp.672–687.

BURCHETT, T.P. & WRIGHT, V.P. 1992. Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geology*, 79, pp.3-57.

DARDENNE, M.A. 1978. Síntese sobre a estratigrafia do Bambuí Central. In: Anais do XXX Congresso Brasileiro de Geologia. *SBG*, v. 2, pp. 597-610.

DNPM. 1980. *Projeto sondagem Bambuí em Minas Gerais*, Relatório final.

SOUZA CRUZ, C. E. ; PRACE, U. M. ; SPADINI A.R.; QUADROS L. 1989. *Análise dos testemunhos 1 a 10 do poço 1-MA-1-MG.* Rio de Janeiro: PETROBRÁS – CENPES. Relatório interno.

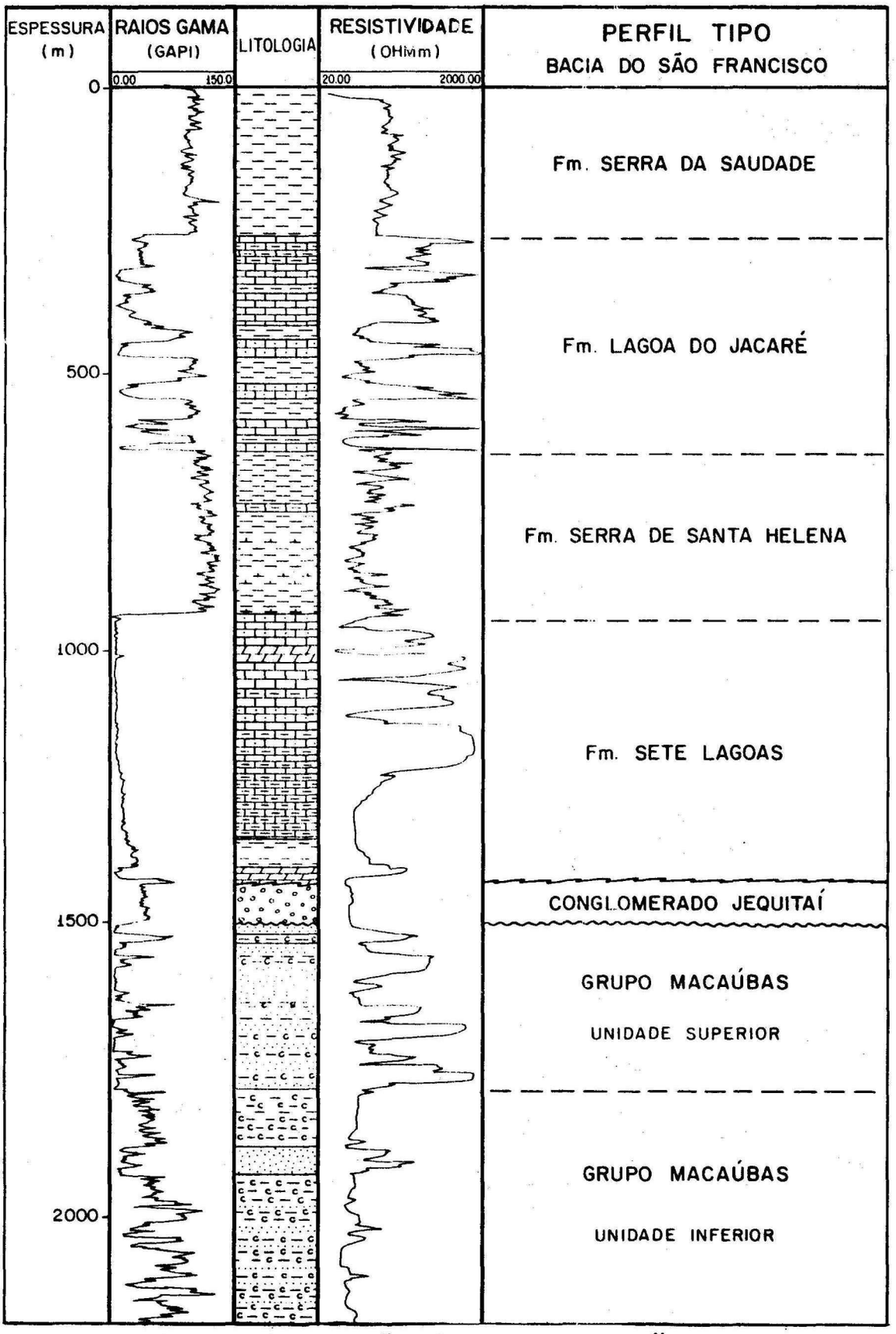


Fig. 1 – Perfil tipo da se¢ão amostrada pelas perfura¢ões baseado nos perfis elétricos e radioativos. Observar a individualiza¢ão das forma¢ões como proposto por Dardenne (1978).

INTERPRETAÇÃO DOS DADOS GRAVIMÉTRICOS E AEROMAGNETOMÉTRICOS DA PORÇÃO CENTRAL DA BACIA PROTEROZÓICA DO SÃO FRANCISCO — NOROESTE DO ESTADO DE MINAS GERAIS

Frederico Marinho[1]

As ocorrências de gás termoquímico em várias localidades da Bacia de São Francisco tem despertado o interesse da PETROBRÁS para a ocorrência de hidrocarbonetos em ambientes pelíticos-carbonáticos do Proterozóico superior. Após levantamentos geológicos e o mapeamento daquelas ocorrências (BRAUN 1990), a PETROBRÁS (1991) realizou o levantamento gravimétrico da área entre as coordenadas 16° e 17° de latitude sul e 44° e 46° de longitude oeste, e extensão de 16.500 km^2 (Fig. 1). Foram levantados 1047 pontos gravimétricos (pgs), com espaçamento médio de 5,0km, referidos a 35 bases gravimétricas de segunda ordem ligados às bases do Observatório Nacional em Montes Claros, Pirapora e João Pinheiro. Imagem LANDSAT, em escala 1:100.000 foram usadas para navegação e planimetria dos pgs, um gravímetro LaCoste & Rombergt, modelo G, e 06 altímetros Thommen para o nivelamento altimétrico, baseado em 160 RNs (IBGE) localizadas na área.

A avaliação conjunta dos dados gravimétricos, aeromagnetométricos, geológicos e as informações do poço 1–RF–1–MG deu suporte à execução de um programa sísmico de reflexão, cujos resultados revelaram novos dados sobre a organização estrutural da bacia.

O mapa de gravidade Bouguer (Fig. 2) e o mapa aeromagnetométrico da área (Fig. 3) foram interpretados em duas etapas. Na etapa qualitativa os mapas foram analisados segundo os padrões de distribuição da gravidade e da magnetização. Essas distribuições apresentam atributos de amplitude, forma, direção e textura associados a eventos litológicos e estruturais. Na etapa quantitativa determinamos os parâmetros físicos (profundidade, largura, espessura, mergulho e os contrastes de densidade e susceptibilidade magnética das fontes anômalas) aplicando programas de inversão 2–D.

A interpretação dos dados mostra uma boa correlação entre as principais feições geofísicas na área, no que se refere aos seus limites, direções e padrões de contorno e os elementos geológicos. Isto pode ser observado na comparação entre os mapas, onde os limites dos diferentes embasamentos magnéticos se ajustam às principais feições delineadas pelo mapa Bouguer. A gravimetria mostra que o embasamento tem profundidades entre 2.0km (NW de São Romão) e 5.0km (SW de Santa Fé) e reflete a topografia do embasamento. Os dados aeromagnetométricos refletem variações na natureza do embasamento e assembléias de variadas fontes de magnetização, a diversas profundidades, onde se destacam duas anomalias. A anomalia de Pirapora, no extremo SE da área, tem natureza reversa e importante significado na formação da bacia. Está situada em torno de 17,0km de profundidade, com largura de 32,0km, mergulhando com 16° para NW, com extensão leste-oeste com mais de 60,0km, e espessura em torno de 20,0km. O alto gravimétrico na porção centro-sul do mapa Bouguer sofre forte influência dessa anomalia. A outra anomalia magnética, no canto noroeste da área, associada a um alto gravimétrico, tem fonte a cerca de 4,0km de profundidade, mergulhando para SE, com largura de 6,0km. Ambas anomalias são intra-embasamento e não parecem afetar a cobertura sedimentar.

1. Conclusões.

1. É muito boa a correlação entre os principais elementos estruturais e as feições gravimétricas e aeromagnetométricas;
2. A bacia tem profundidade crescente para sul-sudoeste e na área de Pirapora o embasamento deve ser mais profundo;

[1]PETROBRÁS/DEPEX/DIGEF/SEGEOT

3. A área tem um padrão estrutural mais complexo que o até então mostrado pelos mapas geológicos;
4. Os dados da sísmica de reflexão confirmaram grande parte das informações gravimétricas e magnéticas no que se refere às informações estruturais e às profundidades estimadas.

Referências

BRAUN, O.P.G. *et al.* 1990. Bacias Proterozóicas Brasileiras com perspectivas exploratórias para hidrocarbonetos. Rio de Janeiro. In: Origem e Evolução de Bacias Sedimentares. PETROBRÁS (1990, p.115) DNPM/CGBA 1971. Convênio Geofísica Brasil-Alemanha.

MARINHO, F. *et al.* 1991. Levantamento Gravimétrico na Bacia de São Francisco, PETROBRÁS (Rel. Interno 103.0804.1).

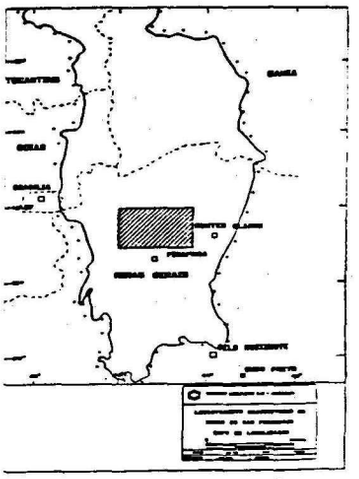


FIG.1 - MAPA DE LOCALIZAÇÃO



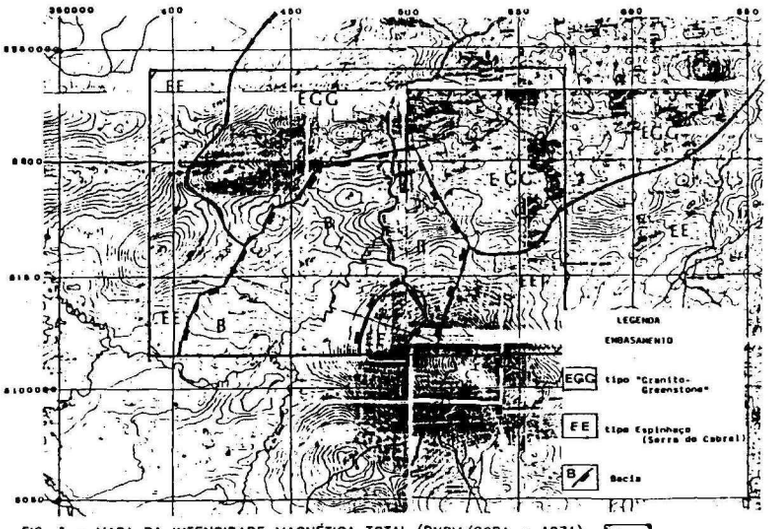


FIG. 3 - MAPA DA INTENSIDADE MAGNÉTICA TOTAL (DNPM/CGBA - 1971) E A INTERPRETAÇÃO GEOLÓGICA QUALITATIVA DOS DADOS AEROMAGNÉTICOS

ESTRUTURA GEOELÉTRICA DA BACIA DO SÃO FRANCISCO PELO MÉTODO MAGNETOTELÚRICO

J.L. Porsani[1]
S.L. Fontes[2]

1. Metodologia.

O método magnetotelúrico (MT) provê uma estimativa de condutividade elétrica com a profundidade, a partir da utilização da razão entre os campos elétrico e magnético naturais, medidos simultaneamente na superfície terrestre (TIKHONOV 1950 & CAGNIARD 1953).

Os resultados MT são normalmente apresentados na forma de curvas de resistividade aparente e fase versus freqüência, conforme pode ser visto na Figura 1.

Os dados foram corrigidos do efeito estático utilizando-se a mediana da resistividade do primeiro condutor (PORSANI 1991). O efeito de distorções estáticas em sondagens MT consiste em um deslocamento vertical para cima ou para baixo na curva de resistividade aparente (LARSEN 1977; JONES 1988). A Figura 1a apresenta claramente este efeito para todas as 43 sondagens empilhadas. A Figura 1b apresenta as 43 sondagens empilhadas e corrigidas do efeito estático. Note nesta figura que a correção estática foi eficaz.

2. Aquisição, processamento e inversão dos dados.

Os trabalhos de aquisição dos dados MT foram realizados na porção norte do estado de Minas Gerais, na Bacia do São Francisco (PORSANI & FONTES 1992). Foram adquiridas 43 sondagens MT ao longo de 10 linhas sísmicas, cobrindo uma área de cerca de 11.000km^2. A faixa de freqüências utilizada variou de 0.001–400Hz e o espaçamento entre as sondagens foi irregular, variando entre 2.5 e 20km aproximadamente.

O processamento dos dados MT foi realizado no domínio da freqüência, utilizando-se a Transformada Rápida de Fourier (FFT). Esse procedimento usual é facilmente encontrado na literatura (VOZOFF 1972; KAUFMAN & KELLER 1981).

Após o processamento, todas as 43 sondagens MT invariantes sob uma rotação (ROKITYANSKY 1982) foram invertidas pelo algoritmo unidimensional (1D) de Occam (CONSTABLE *et al.* 1987). O resultado final é apresentado na forma de seções geoelétricas.

3. Interpretação e conclusão dos resultados.

A inversão 1D de Occam revelou a estrutura geoelétrica da bacia desde 100m até 60km de profundidade. Os resultados MT permitiram identificar uma seqüência de horizontes condutivos e resistivos, o topo do embasamento geoelétrico e uma zona de falhas. A Figura 2 apresenta o resultado da inversão de Occam para a estação 1 (linha tracejada), comparada com a modelagem direta do perfil de eletrorresistividade de um poço (linha cheia). O primeiro condutor, está relacionado à Formação Serra da Saudade; o primeiro resistor está relacionado à Formação Lagoa do Jacaré; o segundo condutor à Formação Serra de Santa Helena; o terceiro condutor à Formação Sete Lagoas e o segundo resistor, correlacionado à Formação Jequitaí, é interpretado como o topo do embasamento geoelétrico da Bacia. Todos esses horizontes ocorrem a profundidades semelhantes à do poço. Além disso, foi possível identificar uma zona condutora a cerca de 6.000m de profundidade. A Figura 3 apresenta a seção geoelétrica MT1. Nesta figura podemos ver esta zona condutiva, seguida de uma zona resistiva em torno de 15km de profundidade. A seção sísmica confirmou a interpretação MT (TEIXEIRA 1993). Provavelmente a zona condutiva está associada à base do Grupo Espinhaço e a zona resistiva relacionada a corpos resistores profundos, que deverão ser objeto de estudos posteriores.

[1]PETROBRÁS/CENPES/SUPEP/SEGEF–Rio de Janeiro FAX: 021–598–6441
[2]CNPq-OBSERVATÓRIO NACIONAL–Rio de Janeiro

Agradecimentos: Agradecemos aos colegas que participaram dos trabalhos de aquisição dos dados. Um dos autores agradece ao SEGEF pela excelente infra-estrutura que permitiu a elaboração deste trabalho, bem como ao pessoal do SEGEF pelo companheirismo e apoio dispensados.

Referências

CAGNIARD, L. 1953. Basic of the magnetoteluric method of geophysics prospecting, Geophysics, 18, 605–635.

CONSTABLE, S.C.; PARKER, R.L.; CONSTABLE, C.G. 1987. Occamś Inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data, Geophysics, 52, 289–300.

JONES, A.G. 1988. Static shift of magnetotelluric data and its removal in a sedimentary basin environment, Geophysics, 53, 967–978.

KAUFMAN, A.A. & KELLER, G.V. 1981. The magnetotelluric sounding method. In Methods in Geochemistry and Geophysycs, 15, Elsevier Scientific Publ., Amsterdam, 583pp.

LARSEN, J.C. 1977. Removal of local surface conductivity effects from low frequency mantle response curves, Acta Geodaet., Geophys. et Montanist. Acad. Sci. Hung, 12 (1–3), 183–186.

PORSANI, J.L. 1991. Estudo da estrutura geoelétrica da região do Juruá, AM, pelo método magnetotelúrico. Tese de Mestrado, UFPA, 104p.

PORSANI, J.L. & FONTES, S.L. 1992. Estudo Magnetotelúrico na Bacia do São Francisco. Relatório de Progresso. Relatório PETROBRÁS/CENPES/SUPEP/SEGEF-CNPq/OBSERVATÓRIO NACIONAL. Rio de Janeiro.

ROKITYANSKY, I.I. 1982. Geoelectromagnetic investigation of the earths crust and mantle. Berlin, Springer-Verlag, 381p.

TIKHONOV, A.N. 1950. On determining eletrical characteristics of the deep layers of the earthś crust in magnetotelluric method, Edited by Vozoff, K., Geophysics Reprints 5, SEG, 2-3.

TEIXEIRA, L.B. 1993. Bacia do São Francisco: Um exemplo de integração geofísica no processo exploratório, V Seminário de geofísica, Petrobrás/Depex, Rio de Janeiro.

VOZOFF, K. 1972. The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins. Geophysics, 37, 98–141.

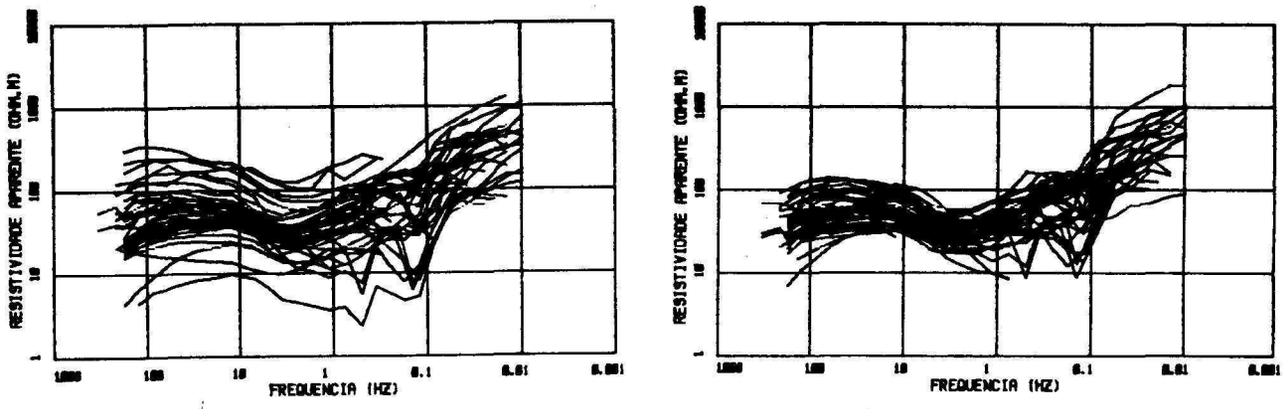


Figura 1a) Curvas empilhadas para as 43 sondagens MT; **1b)** curvas empilhadas e corrigidas do efeito estático.

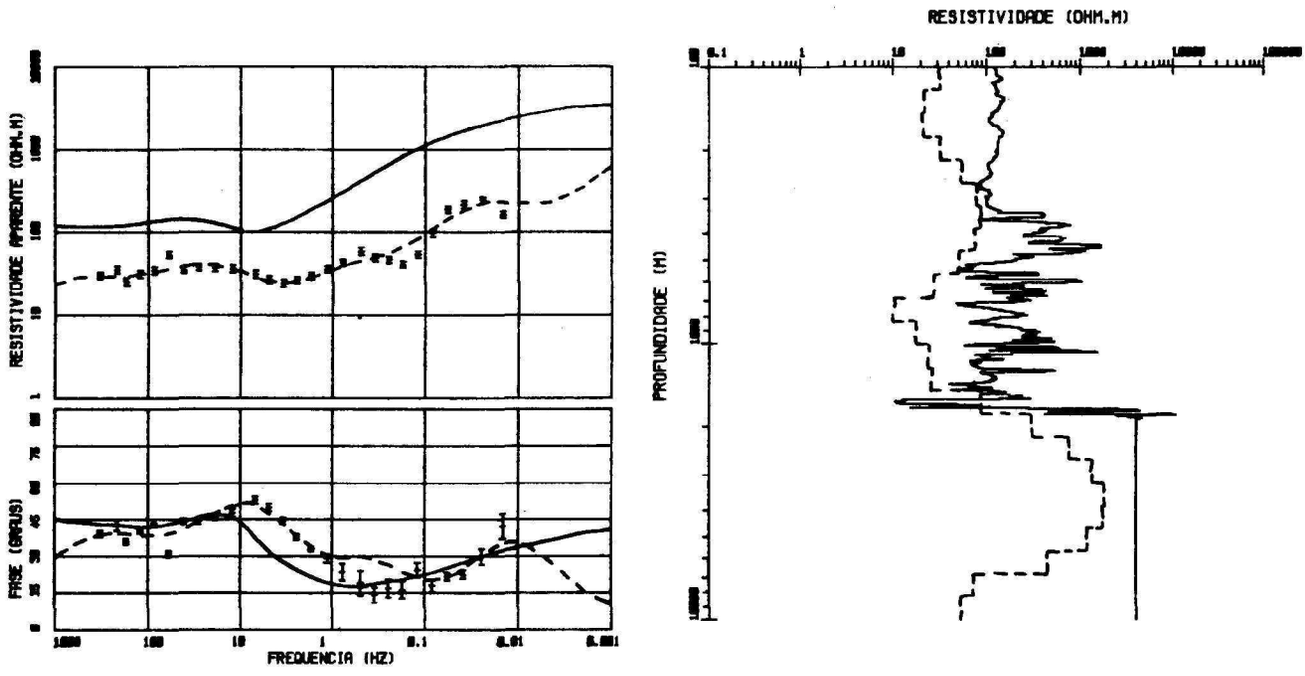


Figura 2. Comparação entre o perfil de eletrorresistividade do poço (linha cheia) e a inversão de Occam (linha tracejada).

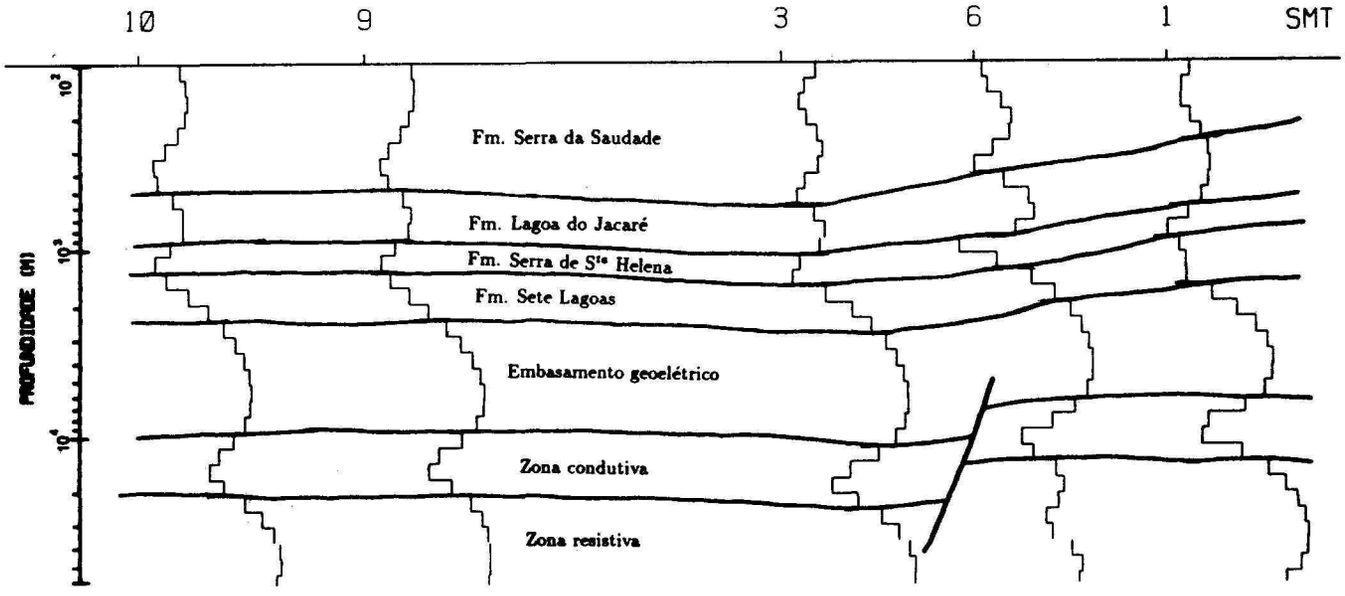


Figura 3. Seção geoelétrica MT1.

DISTRIBUIÇÃO VERTICAL DE U, TH, K E DA TAXA DE PRODUÇÃO DE CALOR NOS SEDIMENTOS DA BACIA DO SÃO FRANCISCO (MG)

Arnaldo Roque[1]
Fernando Brenha Ribeiro[2]

1. Introdução.

A distribuição vertical da taxa de produção de calor é um dos parâmetros necessários para o cálculo da temperatura no interior da crosta. Existem publicados na literatura alguns valores da taxa de produção de calor medidas em rochas provenientes da região do Cráton do São Francisco (IYER *et al.* 1987, resumem a maior parte desses dados). Neste trabalho serão apresentadas medidas de concentração de U, Th e K e o cálculo da taxa de produção de calor em amostras de calha provenientes de dois poços profundos localizados na Bacia do São Francisco nas proximidades de Montalvânia (MG) e Alvorada do Norte (Goiás).

2. A coluna litológica dos poços.

O poço de Montalvânia tem 531 metros de profundidade e atravessa as formações do grupo Bambuí, Serra de Santa Helena (105 m.), composta principalmente de margas com algumas intercalações de calcilutito, Sete Lagoas (23 m.), composta de calcarenito intercalado com calcissiltitos e dolomitos,e Jequitaí (7 m.) composta de um conglomerado, e termina em uma espessa camada de arenitos e siltitos que compõe a formação Palmas de Monte Alto do Grupo Paranoá. A figura 1 apresenta uma coluna litológica simplificada desse poço.

O poço de Alvorada do Norte tem 1024 metros de profundidade e atravessa as formações do grupo Bambuí, Lagoa do Jacaré (418 m.), composta de uma intercalação de calcilutitos, calcissiltitos, siltitos e folhelhos, Serra de Santa Helena (179 m.), representada por um depósito espesso de folhelho, com intercalações de siltito, calcissiltio e marga, e Sete Lagoas (484 m.) composta de dolomitos, calcissiltitos e folhelhos, e termina cortando rochas metamórficas do Grupo Paranoá. A figura 2 apresenta uma coluna litológica simplificada do poço.

3. A técnica de medida e o cálculo da produção de calor.

Os espectros gama das amostras de calha, selecionadas em média a cada intervalo de nove metros de profundidade, foram comparados com espectros de padrões puros de U, Th e K e a concentração desses elementos foi determinada pelo método descrito por ADAMS & GASPARINI (1970). A sensibilidade do espectrômetro foi estabelecida a partir do ruído de fundo do laboratório utilizando-se o método proposto por CURRIE (1968). Os erros do tipo I para o estabelecimento do nível crítico e do tipo II para o estabelecimento do limite de detecção foram fixados em 5%. O limite de determinação foi estabelecido para permitir um erro relativo máximo de 20%. Os limites de determinação em concentração são 0,5 ppm de U, 1,0 ppm de Th e 0,06% de K.

A taxa de produção de calor em $\mu W/m^3$ foi calculada, a partir das concentrações de Urânio (CU) em ppm, de Tório (CT) em ppm e de Potássio (CK) em % e da densidade (D) em Kg/m^3, utilizando-se (RYBACH 1986).

$$A = 10^{-5} D(9,52CU + 2,56CT + 3,48CK)$$

No caso do poço de Montalvânia, as densidades das amostras foram medidas por picnometria e comparadas com o perfil de densidade corrido no poço. A comparação mostrou essencialmente os mesmos valores, o que indica uma porosidade muito baixa para esses sedimentos. No caso do poço de Alvorada do Norte foram utilizados os valores fornecidos pelo perfil de densidade corrido no poço.

[1] Bolsa de Mestrado da Capes
[2] Departamento de Geofísica do I.A.G./U.S.P.

4. Resultados obtidos.

Os resultados obtidos nos poços de Montalvânia e Alvorada do Norte estão resumidos nas figuras 1 e 2 respectivamente. No poço de Montalvânia as formações Serra de Santa Helena, Sete Lagoas e Palmas de Monte Alto são distinguíveis pelos valores das concentrações de U, Th e K. Os menores valores dessas concentrações são observados na formação Sete Lagoas, o que reflete a composição predominante calcárea dos seus sedimentos. A formação Serra de Santa Helena apresenta valores mais elevados mas não muito variáveis nas concentrações desses elementos. A formação Palmas de Monte Alto apresenta concentrações distintamente mais elevadas e variáveis com os maiores valores sendo observados em uma camada de siltito.

Os perfis de concentrações de U, Th e K e da taxa de produção de calor permitem distinguir as formações atravessadas pelo poço de Alvorada do Norte. O comportamento desses perfis é semelhante ao observado no poço de Montalvânia.

Este trabalho foi desenvolvido com o apoio da Petrobrás, a quem os autores agradecem a cessão das amostras e o acesso as informações dos poços utilizados.

Referências

ADAMS, J.A.S. & GASPARINI, P. 1970. Gamma Ray Spectrometry of Rocks. Elsevier.

CURRIE, L.A. 1968. Limits for Qualitative Detection and Quantitative Determination. Application to Radiochemistry. Anal. Chemis., 40:586–593.

IYER, S.S.; KAKAZU, M.H.; CHOUDHURI, A. 1987. Radiogenic Heat Production from São Francisco Craton: Possible Link Archean Crustal Stability. Rev. Bras. Geofísica, 189–195.

RYBACH, L. 1986. Amount and Significance of Radioactive Heat Sources in Sedimentary Basins. J. Burrus, editor. Editions Technip, Paris.

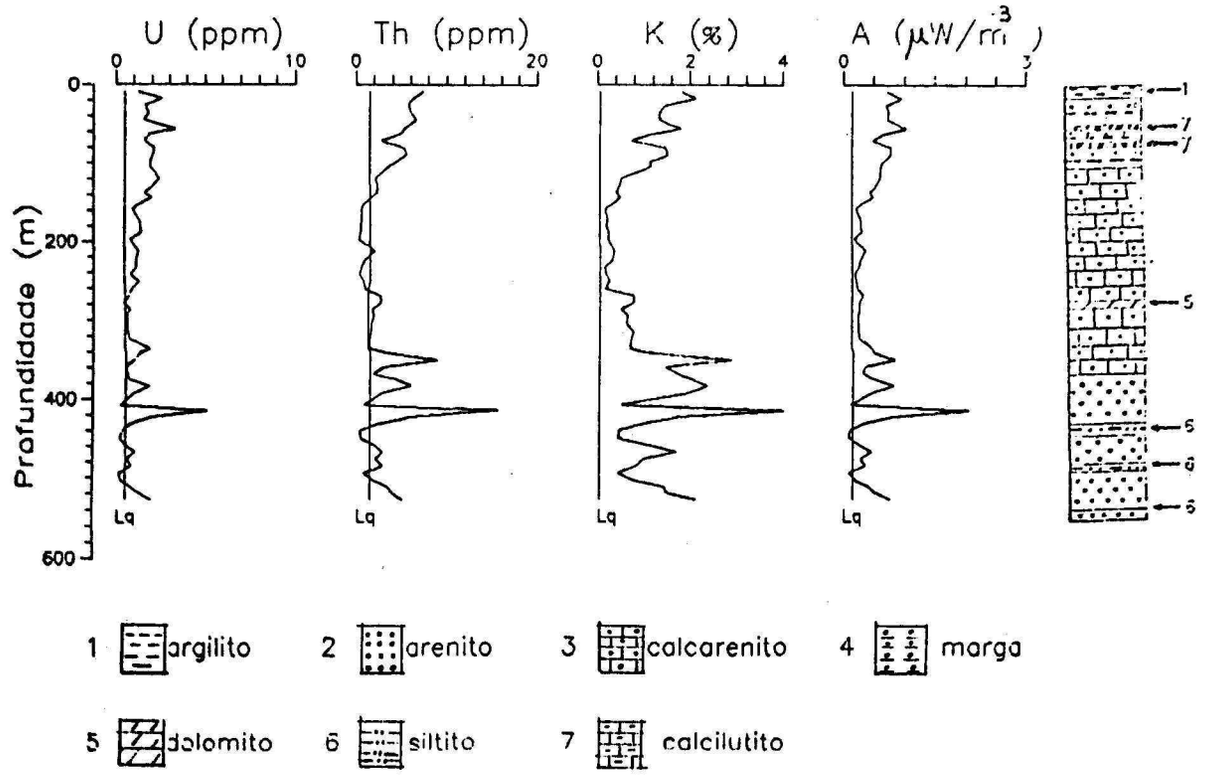


Figura 1. Perfil vertical do poço perfurado na região de Montavânia – MG.

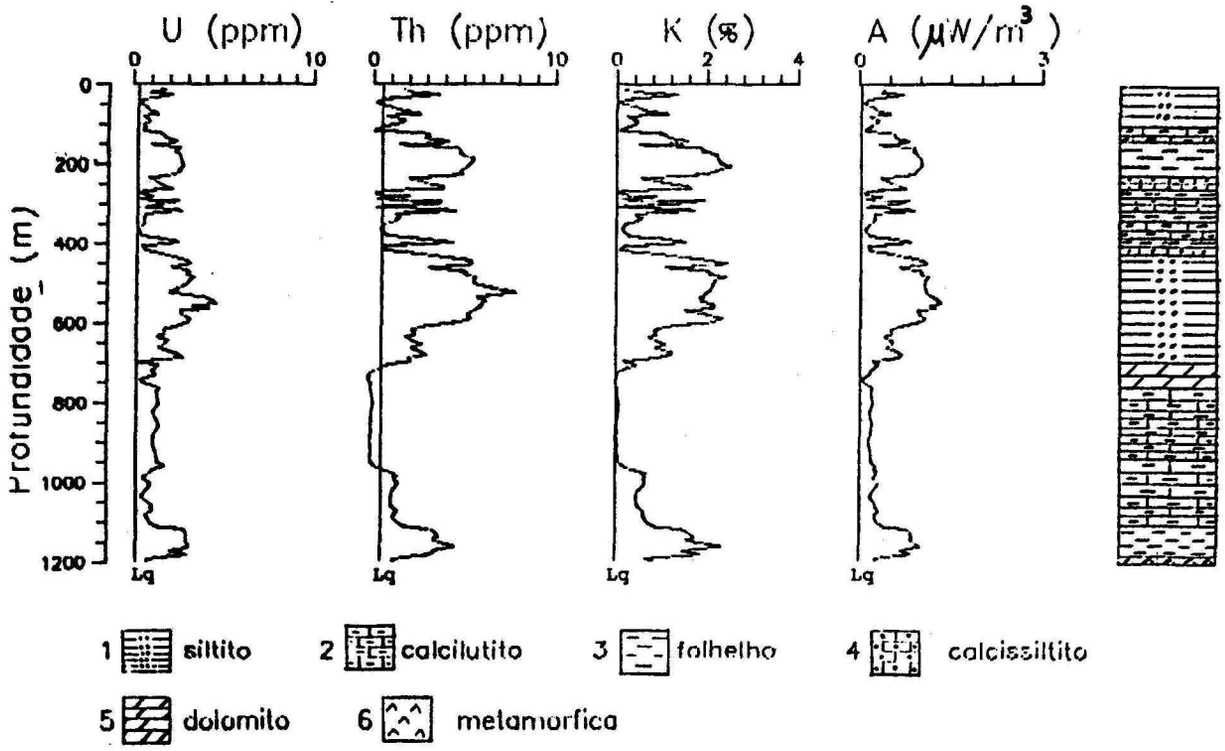


Figura 2. Perfil vertical do poço perfurado na região Alvorada do Norte – GO.

EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA BACIA DO SÃO FRANCISCO COM BASE EM SÍSMICA DE REFLEXÃO E MÉTODOS POTENCIAIS

Lino Brito Teixeira[1]
Mariela Martins[1]
Oscar P. G. Braun[1]

A Bacia do São Francisco tem uma área de aproximadamente 300.000 km^2. Os primeiros trabalhos de sísmica de reflexão foram realizados pela Shell Exploration Services (contrato de risco) em 1981, que levantou 137 km na parte norte da bacia.

Em 1992 um programa sísmico de reconhecimento de 490 km^2 foi executado, na porção central da bacia, entre a região de Remanso do Fogo e rio Urucuia, dando início pela primeira vez a atividade sísmica realizado pela PETROBRÁS nesta bacia. Todo o trabalho contou com levantamento concomitante de gravimetria e magnetotelúrico ao longo das linhas sísmicas.

O interesse mundial nas reservas de hidrocarbonetos em bacias proterozóicos estimularam a PETROBRÁS a delimitar áreas de prospecção nas proximidades dos sítios de ocorrência de gás, onde foram perfurados três poços pioneiros (1-MA-1-MG, 1-RC-1-GO e 1-RF-1-MG) (Fig. 1). O poço 1-RF-1-MG, localiza-se dentro da área do levantamento sísmico da PETROBRÁS, próximo a Pirapora, constatou uma seção de mais de 1.000 m de siltitos e folhelhos com intercalação de cerca de 300 m de calcários. Terminou a profundidade de 1853 m dentro de uma seção de conglomerados e diamictitos da Fm. Jequitaí (Grupo Bambuí).

O pacote sedimentar pode ser subdividido em três grandes sequências deposicionais, delimitadas por horizontes sísmicos marcantes, representativos de discordâncias regionais: Seqüências Espinhaço; Seqüência Macaúbas e Seqüência Bambuí, sendo as duas primeiras do Proterozóico inferior a médio e a terceira do Proterozóico superior (Vendiano).

A Seqüência Espinhaço é caracterizada sismicamente por reflexões de alta frequência , que deve corresponder a intercalações de quartzitos com rochas básicas. Estruturalmente , nota-se um caráter extensional que se expressa por formas de *horsts e grabens* sendo separado do Grupo Macaúbas por discordância erosional.

A ocorrência da Seqüência Espinhaço é balizada na parte central por falha normal de grande rejeito de direção E–W, devendo seu depocentro localizar-se sobre a grande anomalia magnética de Pirapora.

A Seqüência Macaúbas ocorre entre o Grupo Bambuí e Espinhaço, caracteriza-se sismicamente por um pacote com ausência de reflexões, típica de predominância de quartzitos, estando separada do Grupo Bambuí por discordância erosiva.

A Seqüência Bambuí compõe a parte superior da Bacia do São Francisco, caracteriza-se por intercalações de três ciclos deposicionais, onde as reflexões de alta frequência correspondem à níveis carbonáticos. Nota-se que somente na porção basal (Fm. Jequitaí) é que ocorre variações de espessura na direção oeste, espessando cerca de 1000 m da posição do poço 1-RF-1-MG até a inflexão para noroeste do rio Paracatu.

A Faixa de Dobramentos Brasília é o elemento estrutural mais proeminente, ocorrendo na porção oeste da bacia, sendo atravessada por linha sísmica. Esta linha mostra um descolamento do Grupo Bambuí sobre o Grupo Macaúbas, vergente para leste relacionado ao Evento Brasiliano.

O programa sísmico foi proposto basicamente sobre as grandes anomalias gravimétricas e magnéticas que ocorrem às proximidadesdo rio Urucuia e Paracatu. As seções sísmicas levantadas sobre estas anomalias mostraram que as mesmas são oriundas de corpos intra-embasamento, não estando relacionada com estruturas no Grupo Bambuí (Fig. 2).

[1]PETROBRÁS - DEPEX/DITEC/SEBINT Rio de Janeiro -RJ

1. Conclusões.

1 – O levantamento magnetotelúrico ao longo das linhas permitiu considerar esta ferramenta de fundamental importância no processo exploratório para a Bacia do São Francisco, pois as diversas sequências estratigráficas do Grupo Bambuí foram bem individualizadas com este método. O excelente resultado obtido permitiu a proposição de cerca de cem estações de MT cobrindo praticamente toda a bacia.

2 – Os dados dos métodos gravimétricos e magnéticos foram muito influenciados por corpos intra-embasamento.

3 – Os dados sísmicos obtidos foram de excelente qualidade, mostrando além de diversos eventos tectônicos, variações de fácies e isópacas dentro do Grupo Bambuí.

4 – Pela primeira vez foi mostrada a configuração tectônica da Faixa de Dobramentos Brasília, com isso, diversos questionamentos podem ser levantados quanto a sua origem, admitindo-se, talvez, até a presença de sequências evaporíticas nesta bacia (hipótese levantada por EGON MEISTER, 1992).

5 – As linhas sísmicas individualizaram dois grandes eventos tectônicos: o primeiro extensional formando o rifte do Grupo Espinhaço e o segundo compressional, da orogenia brasiliana, deformando o Grupo Bambuí.

Referências

ALKMIM, F.F. *et al.* 1992. A Deformação das Coberturas Proterozóicas do Cráton do São Francisco. PETROBRÁS/CENPES.

BRAUN, O.P.G *et al.* 1990. Bacias Proterozóicas Brasileiras com Perspectivas Exploratórias para Hidrocarbonetos In.: Origem e Evolução de Bacias Sedimentares RJ, PP.115–134.

KIANG, C.H. *et al.* 1988. Considerações sobre a Evolução Tectônica da Bacia do São Francisco. PETROBRÁS/CENPES.

MARINHO, F. 1991. Levantamento Gravimétrico na Bacia do São Francisco. Rel. Int. PETROBRÁS.

TEIXEIRA, L.B. 1993. Bacia do São Francisco: Um exemplo de Integração Geofísica no Processo Exploratório. In: V Seminário de Geofísica. PETROBRÁS-RJ.

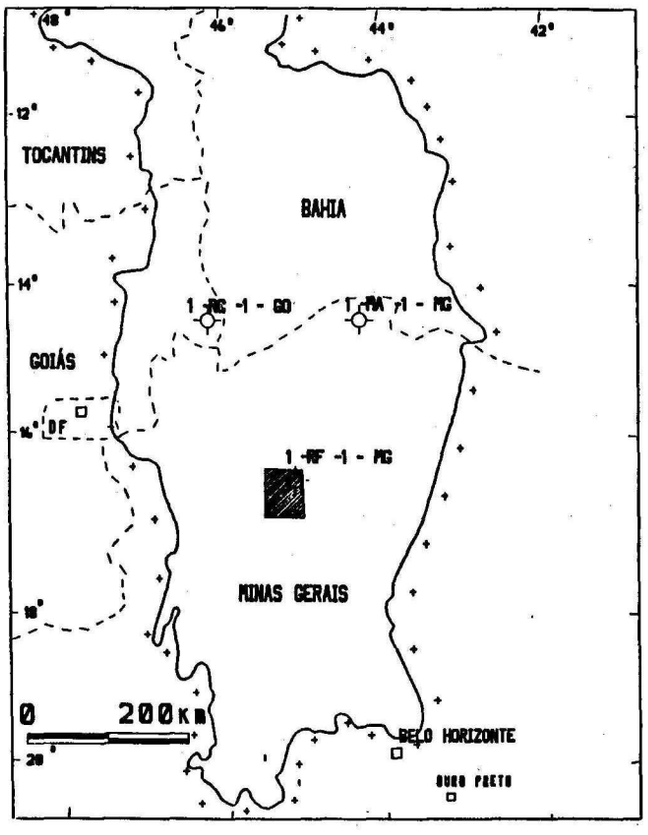


Figura 1. Mapa de situação da Folha Santa Fé (MG), onde se localiza o programa sísmico Remanso do Fogo, na Bacia do São Francisco.

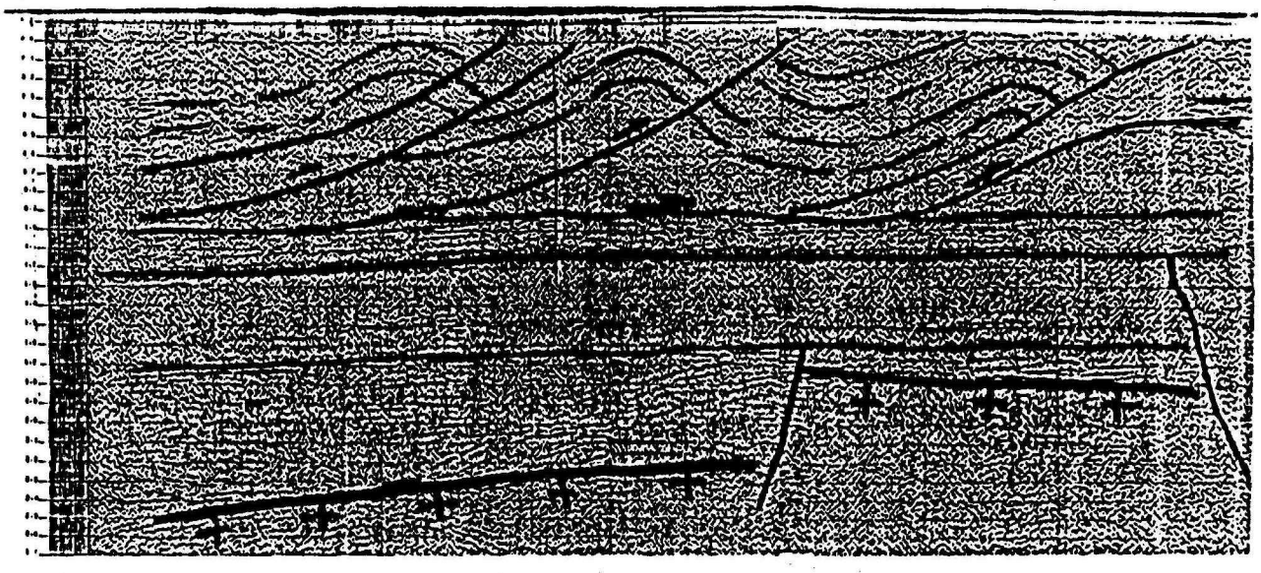


Figura 2. Seção sísmica mostrando os eventos tectonicos da bacia

EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA PORÇÃO SUL DA BACIA DO SÃO FRANCISCO BASEADA NA GEOQUÍMICA ISOTÓPICA DE Pb EM ROCHAS CARBONÁTICAS

M. Babinski[1]
W.R. Van Schums[2]
F. Chemale Jr.[3]
K. Kawashita[4]

Análises isotópicas de Pb e concentrações de U e Pb determinadas em amostras de rochas carbonáticas do Grupo Bambuí, na porção sul da Bacia do São Francisco, forneceram dados muito complexos, indicando que as rochas desta bacia sofreram efeitos da tectônica brasiliana em toda sua extensão, principalmente nas bordas.

As amostras selecionadas para este estudo pertencem às Formações Sete Lagoas e Lagoa do Jacaré, e localizam-se nas zonas de influência das Faixas Brasília e Araçuaí e na zona central da bacia, definidas por ALKMIM *et al.* (1989) como E e W e C_1 e C_2, respectivamente (Fig. 1). Os sedimentos da Bacia do São Francisco estão deformados nas zonas E e W, enquanto que nas sub-zonas C_1 e C_2 estão indeformados.

De acordo com os dados obtidos neste trabalho, 4 tipos de Pb foram determinados nas rochas carbonáticas do Grupo Bambuí, classificados como Pb tipo I, II, III e IV, em função das razões isotópicas de Pb e concentrações de U e Pb. Pb do tipo I ocorre em amostras com baixas concentrações de Pb e, relativamente, altas concentrações de U; trata-se de Pb radiogênico, mostrando composições isotópicas variáveis em função das razões U/Pb. Pb tipo II é encontrado em rochas com relativamente altos teores de Pb e baixas concentrações de U; trata-se de Pb não-radiogênico com composições $^{206}Pb/^{204}Pb = 18{,}8$ e $^{207}Pb/^{204}Pb = 15{,}75$, similar àquela da composição isotópica média do Pb crustal. Pb tipo III é também encontrado em amostras com altas concentrações de Pb e baixas concentrações de U, mas neste caso é Pb crustal radiogênico e pode ser subdividido, de acordo com suas composições isotópicas em tipos IIIa ($^{206}Pb/^{204}Pb = 36{,}2$ e $^{207}Pb/^{204}Pb = 18{,}34$), IIIb ($^{206}Pb/^{204}Pb = 33{,}4$ e $^{207}Pb/^{204}Pb = 17{,}85$) e IIIc ($^{206}Pb/^{204}Pb = 30{,}74$ e $^{207}Pb/^{204}Pb = 17{,}34$). Pb tipo IV mostra composições isotópicas intermediárias entre aquelas representadas pelos tipos I e III.

O resultado deste estudo permitiu sugerir um modelo para a evolução dos isótopos de Pb nas rochas carbonáticas do Grupo Bambuí, o qual é apresentado na Figura 2.

Pb tipo I representa crescimento *in situ* de Pb radiogênico e é capaz de fornecer idades isocrônicas Pb/Pb. Amostras provenientes da região próxima a Moema-Bom Despacho (MF–7 na Fig. 1), situadas no domínio de rochas indeformadas, e contendo Pb tipo I, forneceram idade isocrônica Pb/Pb de 686 ± 69 Ma. Esta foi interpretada como a idade mínima de deposição das rochas carbonáticas, embora deformação mesoscópia não seja observada a nível de afloramento; entretanto, outros tipos de Pb foram determinados em amostras coletadas no mesmo local.

Amostras de regiões estáveis da bacia, onde deformação não é observada, foram também coletadas próximo a Pains-Arcos (MF–10) e a norte de Januária (MF–19) e apresentaram Pb tipo I. Amostras MF–10 forneceram uma idade isocrônica Pb/Pb de 520 ± 53 Ma, e MF–19 mostraram idade igual a 565 ± 89 Ma. Estas idades foram interpretadas como representantes de um evento que afetou as rochas da bacia. A determinação de idades ao redor de 550 Ma, mesmo em zonas estáveis da bacia, onde deformação não é observada, sugere que reflexos da tectônica brasiliana podem ser detectados de forma extensiva na bacia.

Rochas provenientes da zona de influência das Faixas Brasília (MF–9) e Araçuaí (MF–3), contendo Pb tipo I e desprovidas de metamorfismo, apresentaram idades Pb/Pb de 872 ±

[1]Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares — IPEN/USP, SP
[2]Dept. of Geology, University of Kansas, Lawrence, KS, USA.
[3]Dept^{o}de Geologia, Univ. do Vale do Rio dos Sinos, S.Leopoldo, RS
[4]Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, SP

290 Ma e 842 ± 240 Ma, respectivamente, e interpretadas como idades mínimas de deposição. Embora estas idades pudessem, em princípio, sugerir uma época próxima a da sedimentação destas rochas, a imprecisão de seus valores impossibilita qualquer tipo de afirmação.

Composições isotópicas de Pb tipo III, determinadas em amostras MF–7 e MF–17 definem uma reta, em cujo limite inferior situam-se as razões isotópicas de Pb tipo II. Esta reta intercepta a curva de evolução de Pb de STACEY & KRAMERS (1975) em dois pontos: ~ 520 Ma e ~ 2100 Ma. Esta reta define uma geócrona de terceiro estágio de 500-550 Ma. Este dado permite sugerir que Pb antigo do embasamento transamazônico (Pb tipo III) foi introduzido em rochas carbonáticas ao redor de 550 Ma, no final do Ciclo Brasiliano, quando houve acomodação de blocos do embasamento com reativação de antigas falhas. Pelo fato de que Pb tipo III foi determinado em rochas localizadas na zona estável da bacia, é possível que um evento que possibilitou grande percolação de fluidos tenha sido o responsável pelo carreamento deste Pb, extraído de rochas do embasamento e incorporado às rochas carbonáticas.

Razões isotópicas de Pb tipo IV, que representam valores intermediários entre Pb tipo I e III, resultam da mistura entre os dois tipos de Pb. A introdução de pequenas quantidades de Pb tipo III nas rochas carbonáticas foi insuficiente para dominar um subseqüente crescimento radiogênico de Pb.

Em função dos resultados obtidos, sugere-se que a deposição de rochas carbonáticas do Grupo do Bambuí tenha ocorrido em época anterior a 690 Ma. A época da deformação que causou os dobramentos e estruturas associadas nas rochas da bacia não foi determinada através de dados isotópicos. Ao redor de 500-550 Ma houve um evento que afetou o sistema Pb/Pb, já que rochas que não apresentam deformação mesoscópica forneceram idades dentro desse intervalo; durante este período, Pb antigo do embasamento foi incorporado às rochas carbonáticas, o que pode ter sido causado por um evento de percolação de fluidos em grande escala. O caminho para a percolação destes fluidos, provavelmente tenha sido as antigas falhas reativadas durante a acomodação de blocos do embasamento no final do Ciclo Brasiliano.

Referências

ALKMIM, F.F.; CHEMALE JR., F.; BACELLAR, L.A.P.; OLIVEIRA, J.; MAGALHÃES, P.M. 1989. Arcabouço estrutural da porção sul da Bacia do São Francisco. Anais V Simp. Geol. Núcleo Minas Gerais, SBG, Belo Horizonte, p. 289–293.

STACEY, J.C. & KRAMERS, J.D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. Earth Planet. Sci. Lett., 26:207–221.

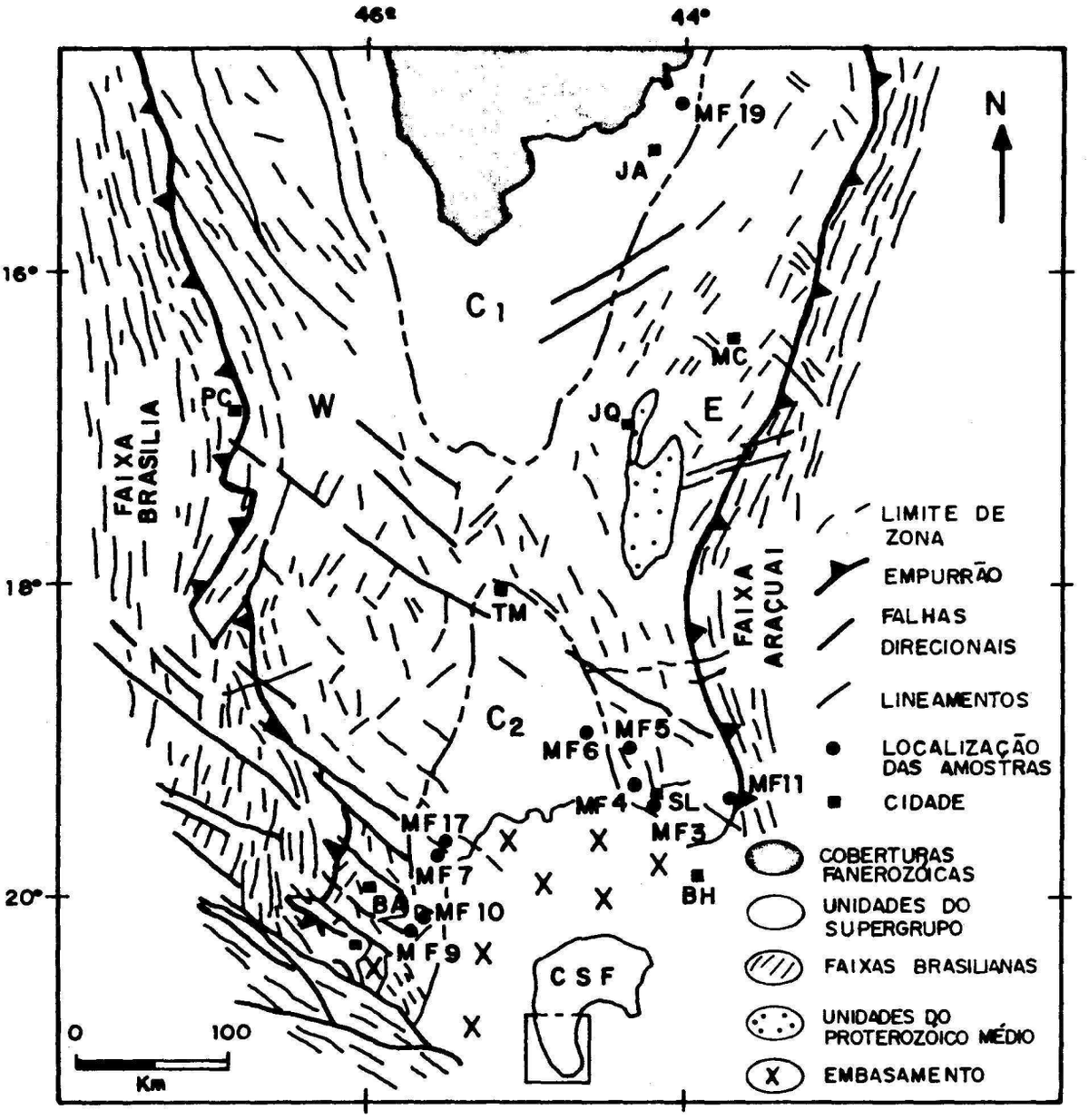


Figura 1. Mapa geológico simplificado da porção sul da Bacia do São Francisco e adjacências, com localização das amostras estudadas (modificado de Alkmim et al., 1989). W = Zona de Influência da Faixa Brasília; E = Zona de Influência da Faixa Araçuaí; C_1 e C_2 = Zona Central. BA = Bambuí; SL = Sete Lagoas; TM = Três Marias; JQ = Jequitaí; PC = Paracatu; MC = Montes Claros; JA = Januária.

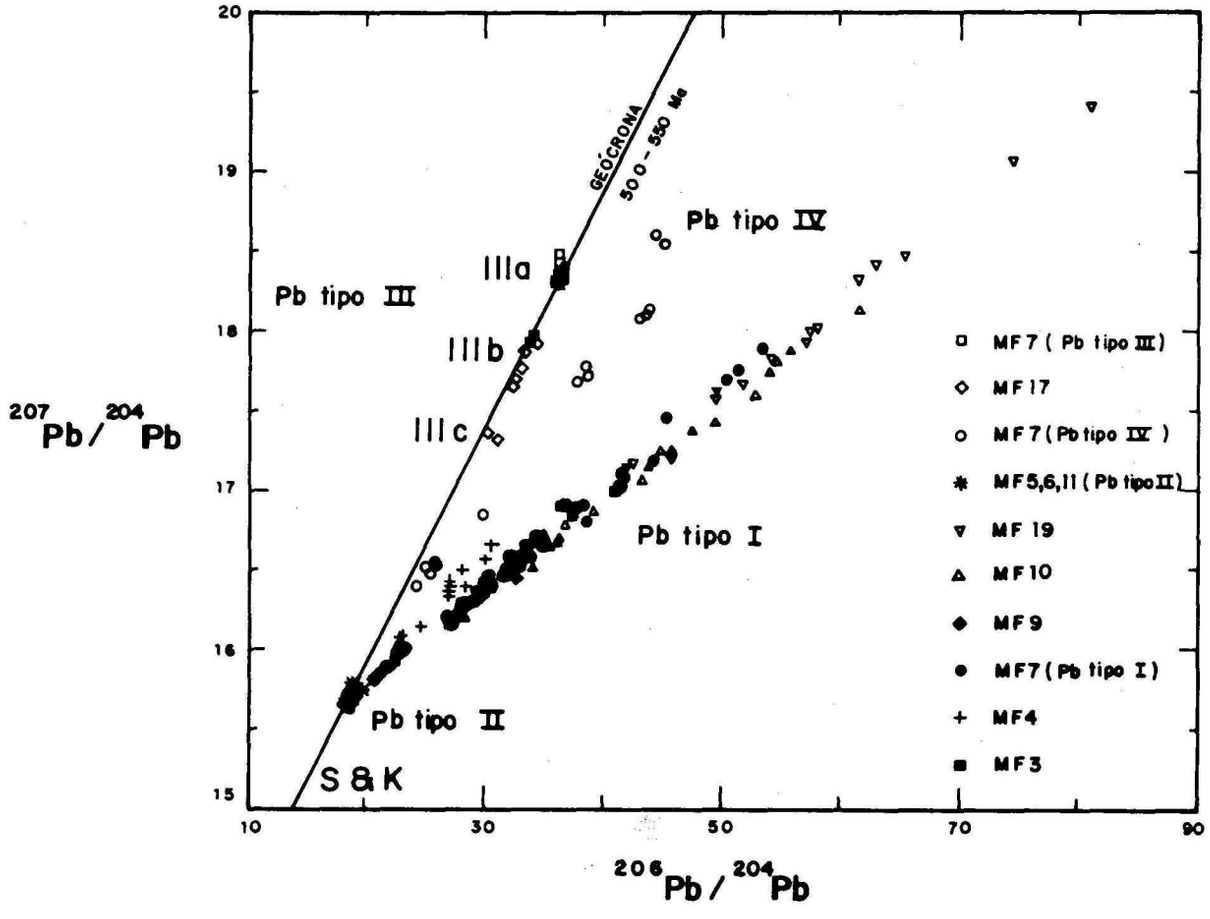


Figura 2. Modelo de evolução isotópica de Pb nas rochas carbonáticas da porção sul da Bacia do São Francisco.

CONSIDERAÇÕES SOBRE O SISTEMA DEPOSICIONAL DA FORMAÇÃO LAGOA DO JACARÉ, GRUPO BAMBUÍ, MINAS GERAIS, BRASIL

Paulo César Souza[1]
Adali Ricardo Spadini[2]
Wilson José Guerra[3]
Valéria Molina Centurion Córdoba[4]

Os levantamentos de perfis litoestratigráficos na região ao sul da cidade de Curvelo, MG, trouxeram contribuições ao conhecimento da petrologia e gênese das rochas que compõem a Formação Lagoa do Jacaré, Grupo Bambuí, na porção meridional da Bacia do São Francisco (Figura 1).

Pesquisando seqüências sedimentares do vale do Sãos Francisco e da chapada de Irecê, MISI (1978, *in* MASCARENHAS *et al.*, 1984) diferenciou cinco ciclos de deposição relacionados a fases tectônicas, envolvendo subsidências e soerguimentos da bacia. Para o mesmo autor, um modelo de sedimentação num mar epicontinental, pode ser bem aplicado ao Grupo Bambuí.

Segundo DARDENNE (1978), o Grupo Bambuí pode ser dividido em seis formações: Jequitaí, Sete Lagoas, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré, Serra da Saudade e Três Marias. Para este autor, a Formação Lagoa do Jacaré originou-se devido a uma repentina transgressão, onde os sedimentos sílticos e síltico-carbonatados se depositaram em águas claras e calmas, passando a um ambiente mais agitado no topo. Pode-se encontrar siltitos arcosianos com estrutura *flaser*, marcas de onda e laminações paralelas e cruzadas, além de gretas de contração, o que indica exposições subaéreas.

CHIAVEGATTO (1992) escreve: "as unidades deposicionais que envolveram o topo da Formação Serra da Saudade, sobreposta à Lagoa do Jacaré, e a totalidade da Formação Três Marias, caracterizam um sistema plataformal constituído essencialmente por seqüências tempestíticas cíclicas".

Estas seqüências podem apresentar diferentes ordens de grandeza variando desde espessuras decimétricas até dezenas de metros.

A origem de calcários oolíticos apresentando intercalações de níveis argilosos clásticos, ora laminados, poderia ser associada a um ambiente com alternâncias de águas rasas e profundas (BRAUN 1988).

Estudos petrográficos de detalhe sobre a Formação Lagoa do Jacaré foram desenvolvidos por SOUZA (1992) e SOUZA *et al.* (1992).

No presente trabalho, ciclos de assoreamento ascendente (*shoaling upward cycles*), típicos de plataformas carbonáticas rasas, descritas em todos os períodos geológicos, são observados em excelentes exposições de rochas carbonáticas da Formação Lagoa do Jacaré, entre os quilômetros 9 e 10 da BR 135, próximo ao Córrego do Leitão (L) (Figura 1).

Os ciclos mais típicos, com cerca de 8 metros de espessura, são constituídos na base por calcarenitos finos, com acamamento ondular (*wavy bedding*) por vezes apresentando truncamento por ondas (estruturas tipo *hummocky*), que ocorrem intercalados com calcarenitos médios. O topo destes ciclos, coincidindo com o climax do assoreamento, são formados por calcarenitos oolíticos médios a calcirruditos.

O padrão deposicional caracteriza uma sedimentação possivelmente em uma morfologia tipo rampa, onde os calcarenitos finos das porções basal e média dos ciclos, representam tempestitos depositados abaixo do nível de base normal das ondas (rampa média). Os oólitos representam deposição na porção rasa da rampa, sob ação de correntes trativas.

[1]Departamento de Geologia/Escola de Minas/UFOP — Pesquisador do CNPq
[2]CENPES/PETROBRÁS
[3]Departamento de Geologia/Escola de Minas/UFOP
[4]Departamento de Geologia/UFRN

Espessos bancos de calcarenitos oolíticos estão expostos na Pedreira Alcindo Vieira (AV), figura 1, sobrepostos a tempestitos. Esses bancos representariam, portanto, a instalação e manutenção de bancos oolíticos, imediatamente sobre um ciclo de assoreamento para o topo.

Os dados disponíveis até o momento não permitem estabelecer os mecanismos responsáveis pela ciclicidade, que poderia ter ocorrido tanto em função da subsidência tectônica, como em função de variações eustáticas do nível do mar. De qualquer modo, o padrão de ciclicidade permite arguir a favor da utilização da cicloestratigrafia como uma ferramenta importante no detalhamento estratigráfico das rochas carbonáticas da Formação Lagoa do Jacaré.

Referências

BRAUN, O.P.G. 1988. Mapeamento de semi-detalhe em uma área para prospecção de hidrocarbonetos, na bacia proterozóica do Bambuí, centro-leste de Goiás. In: Congr. Bras. Geol., 35. Belém, SBG. Anais... Belém, SBG v.2 p.673–687.

CHIAVEGATTO, J.R.S. 1992. Análise estratigráfica da seqüências tempestíticas da Formação Três Marias (Proterozóico superior), na porção meridional da Bacia do São Francisco. Tese de Mestrado. Univ. Fed. de Ouro Preto. 216p.

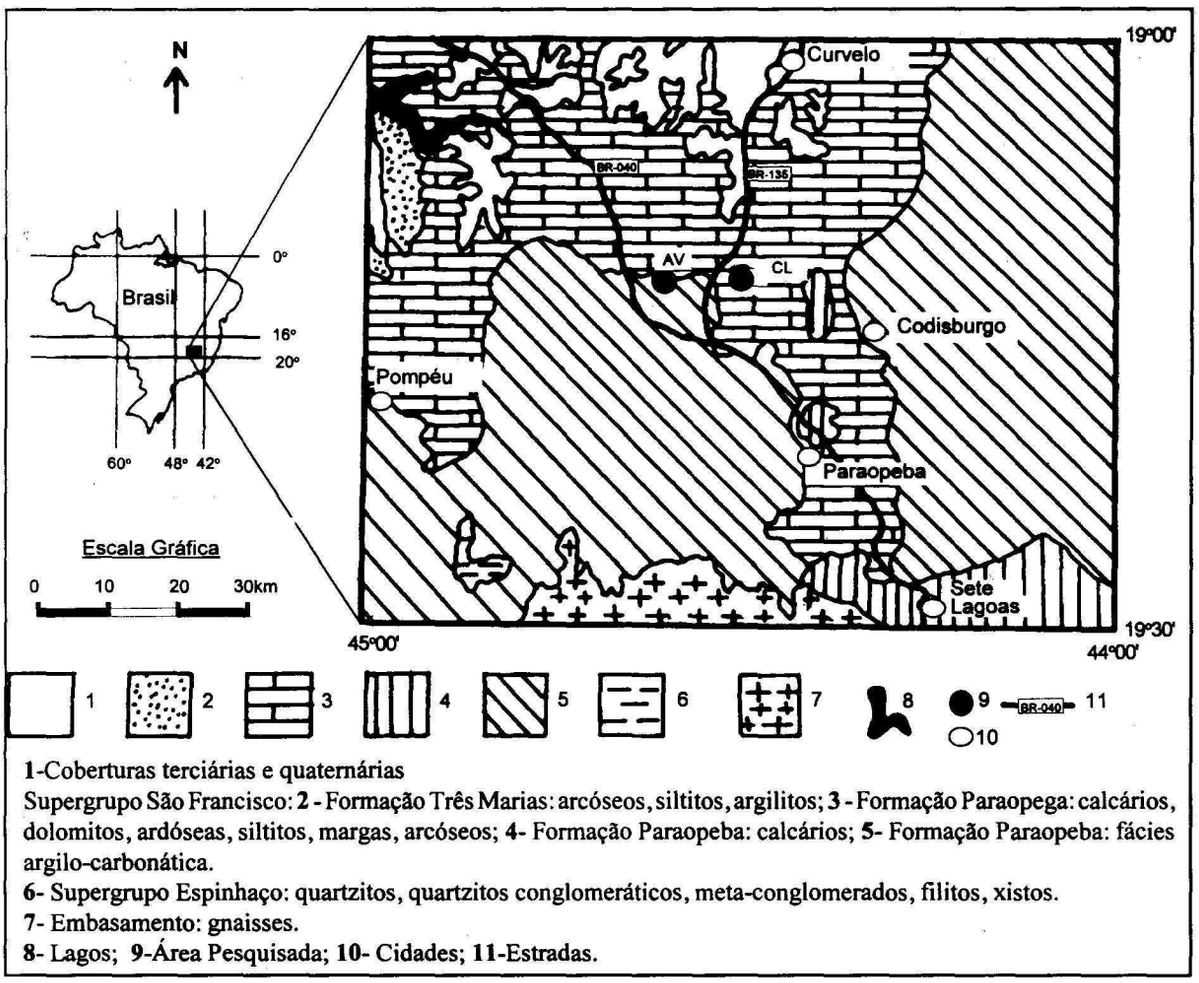
DARDENNE, M.A. 1978. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil central. In: Cong. Bras. Geol., 30. Recife, SBG. Anais... Recife, SBG. v.2 p.597–610.

MASCARENHAS, J.F.; PEDREIRA, A.J.; MISI, A.; MOTTA, A.C.; SILVA SÁ, J.H. da. 1984. Província São Francisco. In: ALMEIDA, F.F.M. de; HASUÍ, Y. O pré-cambriano do Brasil. São Paulo, Edgard Blücher. p.42–122.

SCHOBBENHAUS FILHO, C. *et al.*. 1978. Carta geológica do Brasil ao milionésimo. Folha Belo Horizonte (SE. 23). Brasília, DNPM.

SOUZA, P.C.; CRISTINO, C.T.; SANTOS, P.T.C.T. 1992. Contribuição à petrologia e estudo paleoambiental da Formação Lagoa do Jacaré, Bacia do São Francisco, MG, Brasil. Revista da Escola de Minas, 45(1,2):161–163.

SOUZA, P.C. 1992. Caracterização petrológica da Formação Lagoa do Jacaré, Bambuí, MG, Brasil. In: 13+ Geowissenschaftliches Lateinamerika Kolloquium. Abstracts, Münster, Alemanha.



1-Coberturas terciárias e quaternárias
Supergrupo São Francisco: **2** - Formação Três Marias: arcóseos, siltitos, argilitos; **3** - Formação Paraopega: calcários, dolomitos, ardóseas, siltitos, margas, arcóseos; **4**- Formação Paraopeba: calcários; **5**- Formação Paraopeba: fácies argilo-carbonática.
6- Supergrupo Espinhaço: quartzitos, quartzitos conglomeráticos, meta-conglomerados, filitos, xistos.
7- Embasamento: gnaisses.
8- Lagos; **9**-Área Pesquisada; **10**- Cidades; **11**-Estradas.

Figura 1: Mapa de localização. Modificado de Schobbenhaus Filho et al. (1978).

ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA DAS SEQÜÊNCIAS TEMPESTÍTICAS DA FORMAÇÃO TRÊS MARIAS NA PORÇÃO MERIDIONAL DA BACIA DO SÃO FRANCISCO

J.R.S. Chiavegatto[1]
N.S. Gomes[1]

1. Introdução.

A Formação Três Marias, na porção meridional da Bacia do São Francisco (Fig.1), compreende uma unidade siliciclástica representada por bancos de arcósios cinza de granulometria muito fina a fina, intercalados em siltitos arcosianos 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 litofácies associadas aos tempestitos, bem como definir suas relações espaciais em um hipotético complexo de lobos de plataforma.

2. Seqüências tempestíticas de menor ordem Hierárquica (3ª e 4ª ordens).

As litofácies aqui definidas constituem os elementos genéticos fundamentais que compõem os ciclos decimétricos a métricos de 3ª e 4ª ordens. Dois conjuntos principais de litofácies 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 litofácies. 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 fácies 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.

3. Seqüências tempestíticas 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*

[1]Departamento de Geologia/Escola de Minas/Universidade Federal de Ouro Preto

(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 progradacional, 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 dessecação generalizado na área, associado a uma possível redução da área plataformal.

4. Evolução da plataforma Três Marias.

As parasseqüências e conjuntos de parasseqüências definidos na Formação Três Marias caracterizam um sistema plataformal constituído essencialmente por seqüências tempestíticas cíclicas com um padrão de espessamento–granocrescência ascendente e do tipo *shoalling 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.

Referências

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).

VAN WAGONER, J.C.; POSAMANTIER, H.W.; MITCHUM, R.M.; VAIL, P.R.; SARG, J.F.; LOUTIT,T.S.; HARDENBOL, J. 1988. An overwiew of sequence stratigraphy and key definitions. in: C. W. Wilgues *et al.* (eds), Sea Level Changes: an integrated approach. SEPM. Spec. Pub., 42, p. 39–45.

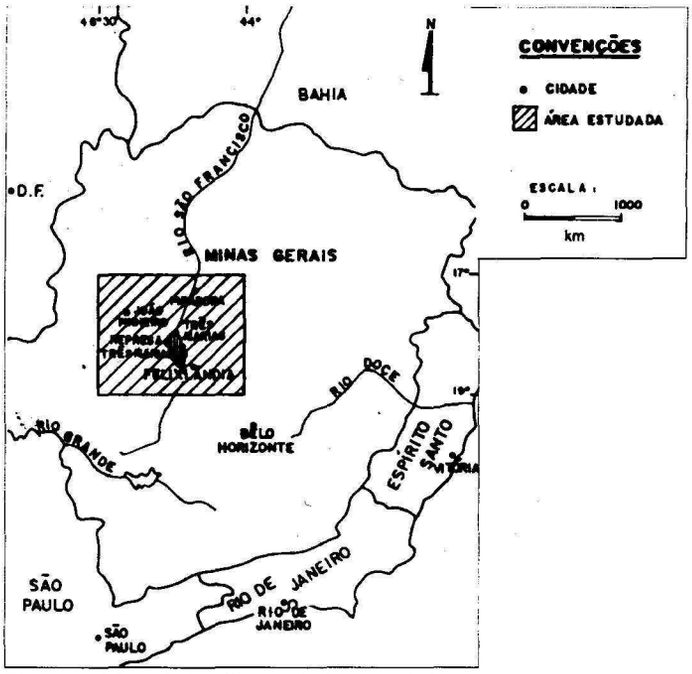


Figura 1: Mapa de localização da área estudada.

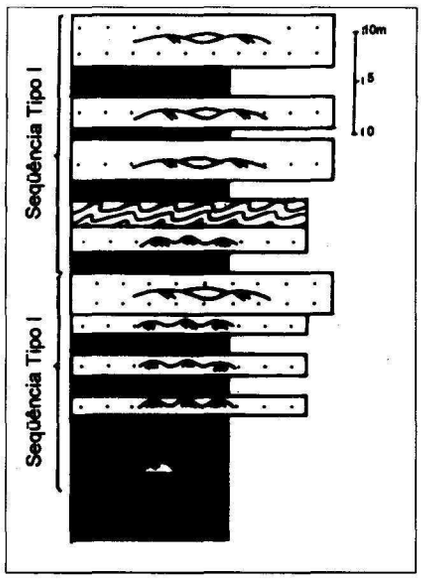


Figura 2: Seqüência de 3ª ordem hierárquica do tipo I.

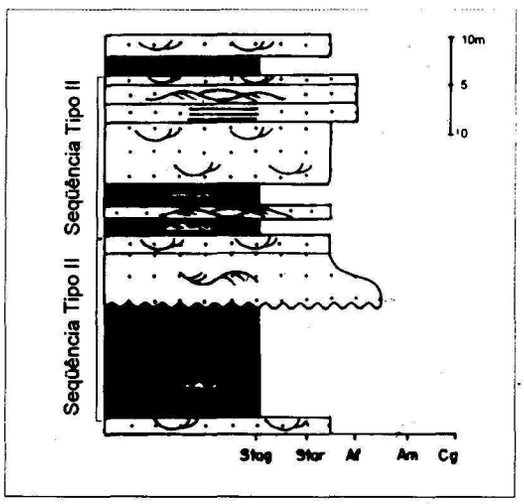
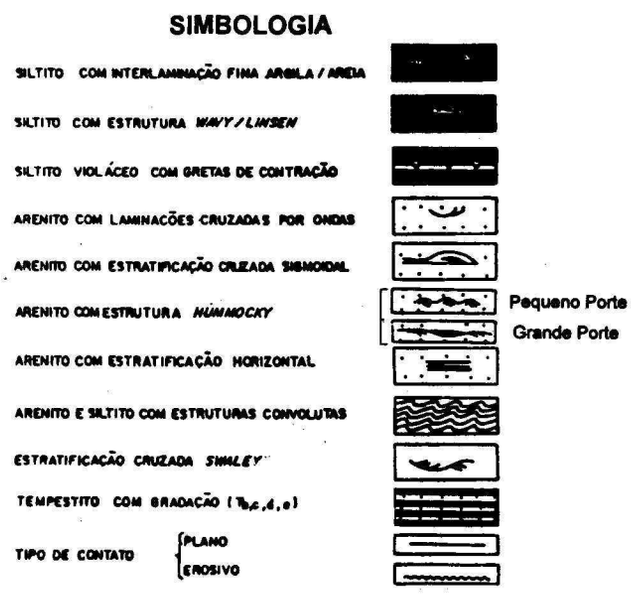


Figura 3: Seqüências de 3ª ordem hierárquicaldo tipo II.



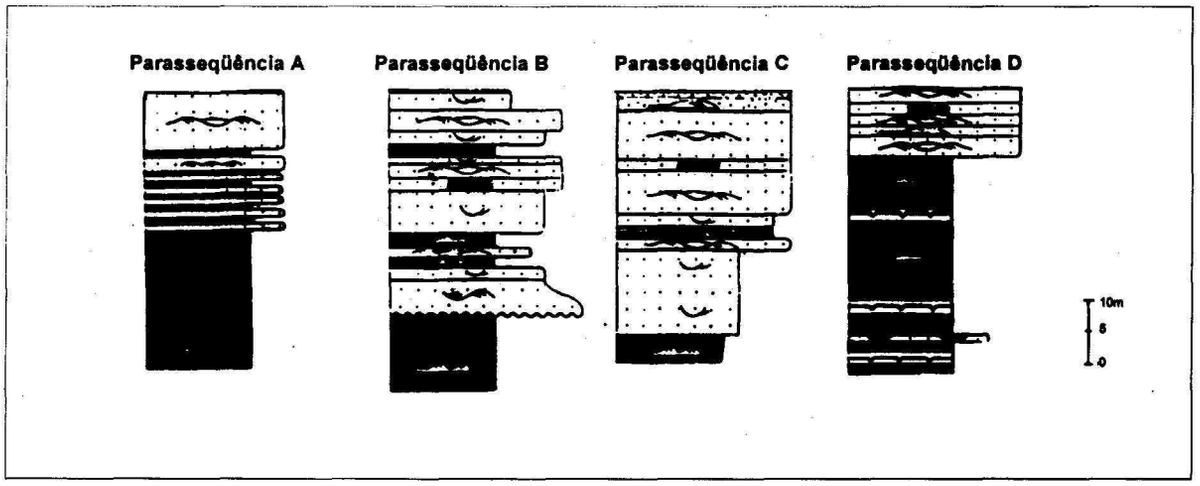


Figura 4: Seqüências de 2ª ordem hierárquica (parasseqüências).

A SEDIMENTAÇÃO CARBONÁTICA DO PROTEROZÓICO SUPERIOR NO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO: EVOLUÇÃO DIAGENÉTICA E ESTRATIGRAFIA ISOTÓPICA

Aroldo Misi[1]

1. Introdução.

O final do Eon Proterozóico tem sido objeto de muitos estudos em todos os continentes, considerando principalmente que ele encerra a história de um período de transição da evolução da Terra. As mudanças verificadas têm a ver com a transformação das características da atmosfera, do regime térmico da crosta e da atividade biológica do planeta. Estes fenômenos estão irremediavelmente registrados nos sedimentos através dos isótopos estáveis, poderosos instrumentos auxiliares aos trabalhos de campo e aos estudos petrográficos. Neste sentido, muito pouco tem sido feito no continente sul americano, apesar da grande área de ocorrência de sedimentos proterozóicos. Contudo, os trabalhos já realizados e em realização, sobretudo na parte norte do Cráton do São Francisco (CSF), permitem extrair algumas conclusões importantes para uma interpretação global sobre a evolução do Proterozóico superior.

2. Características da sedimentação.

As principais características da sedimentação do Proterozóico superior no CSF, levantadas por diversos autores, podem ser assim resumidas: 1) Diversas datações radiométricas (Rb–Sr em rocha total), conduzem a um consenso sobre a idade dos sedimentos glaciogênicos da base do Grupo Bambuí/Una, ou seja, 1,0 Ga (KARFUNKEL & HOPPE 1987). A presença de microfósseis marinhos (*Acritarchae*) nos carbonatos do Grupo Bambuí na região de Januária, MG, cujas espécies indicam idades ao redor de 650 Ma (QUADROS 1987), bem como de estromatólitos colunares da forma *Linella* na bacia de Irecê (1000 a 750 Ma, SRIVASTAVA 1986), permitem situar o intervalo entre 1000 e 650 Ma, aproximadamente, para a sedimentação do Proterozóico superior no CSF; 2) Predominam calcários sobre dolomitos. Os calcários representam mais de 70% do pacote carbonático, cuja espessura é superior a 1000m; 3) Em geral a sedimentação se dá em mar raso, epicontinental, com baixíssima declividade (MISI 1976). A bacia seria do tipo rampa carbonática (DOMINGUEZ 1992); 4) Três ciclos transgressivos-regressivos podem ser registrados no Grupo Bambuí de MG (DARDENNE 1978). Na Bahia, pelo menos 2 ciclos transgressivos-regressivos foram assinalados (MISI 1976). Na bacia de Irecê eles são representados pelas unidades B (calcários dolomíticos laminados), B1 (dolomitos silicosos e evaporitos), A (folhelhos e margas) e A1 (calcários pretos, níveis oolíticos). A unidade C, basal, que ocorre de modo descontínuo sobre os sedimentos glaciogênicos da Formação Bebedouro, é formada por dolomitos vermelhos, argilosos, possivelmente lacustres (TORQUATO & MISI 1977).

3. Evolução diagenÉtica e estratigrafia isotópica.

TORQUATO & MISI (op.cit.) realizaram estudos isotópicos de carbono e oxigênio em rocha total, nos carbonatos da bacia de Irecê. Nesse trabalho foram analisadas cerca de 90 amostras da borda leste da bacia de Irecê, a partir de uma amostragem bem controlada ao longo dos diversos níveis estratigráficos. Nos últimos 3 anos o autor vem realizando trabalhos de detalhe sobre os processos diagenéticos envolvidos na formação dos carbonatos, com uso de catodoluminescência, microscopia eletrônica de varredura e determinações isotópicas de carbono, oxigênio e enxôfre. Estes trabalhos têm permitido demonstrar que: 1) O cimento micrítico original, bem representado nos calcarenitos oolíticos e oncolíticos da unidade A1, mostra valores elevados e positivos de $\delta^{13}C$, que devem corresponder aos valores da agua do mar na época da deposição. Os valores de $\delta^{18}O$ estão também dentro da faixa esperada para carbonatos marinhos dessa idade; 2) Anomalias negativas de $\delta^{13}C$, estão relacionadas aos dolomitos da unidade C, logo acima dos sedimentos

[1]IGEO/PPPG, UFBa

glaciogênicos da Formação Bebedouro e são bem características nos carbonatos imediatamente pós-glaciais do Proterozóico superior (KNOLL & WALTER 1992). Estão também relacionadas a cimento calcítico espático, originado a partir de processos diagenéticos por águas meteóricas, que influenciaram consideravelmente a composição isotópica original dos sedimentos; 3) Outras feições diagenéticas, por exemplo, relacionadas à diagênese de soterramento (dolomita barroca e veios de calcita fosca, rica em Fe^{+2}), mostram valores baixos de $\delta^{18}O$, compatíveis com o ambiente diagenético (Figura 1).

4. Conclusões.

Os dados isotópicos, uma vez consideradas as variações devidas aos processos diagenéticos, indicam uma relação direta com fenômenos de natureza global, relacionados à sedimentação. Neste sentido, as variações do comportamento dos isótopos de carbono ($\delta^{13}C$) são particularmente interessantes. Os valores fortemente positivos revelados na bacia de Irecê mostram coerência com o que se poderia esperar da composição da água do mar em bacias semi-restritas e hipersalinas do Proterozóico superior (VEIZER & HOEFS 1976). Os valores fortemente negativos, quando não relacionados à diagênese por água meteórica indicam, a exemplo de outras sequências proterozóicas, períodos imediatamente pós-glaciais e certamente refletem mudanças na composição da água decorrentes da deglaciação. Os desvios positivos ou negativos dos valores de $\delta^{13}C$ podem ser úteis para a definição mais precisa da estratigrafia do Proterozóico.

Referências

DARDENNE, M.A. 1978. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. In: CONGR.BRAS.GEOL., Recife, *Anais...*, SBG, v.2 p. 597–610.

DOMINGUEZ, J.M.L. 1993. As coberturas do Cráton do São Francisco: uma abordagem do ponto de vista da análise de bacias. In: J.M.L.DOMINGUEZ & A.MISI (eds.), *O Cráton do São Francisco*, SBG-BA/SGM/CNPq, Salvador (no prelo).

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

KNOLL, A.H. & WALTER, M.R. 1992. Latest Proterozoic stratigraphy and Earth history. *Nature*, **356**: 673-678.

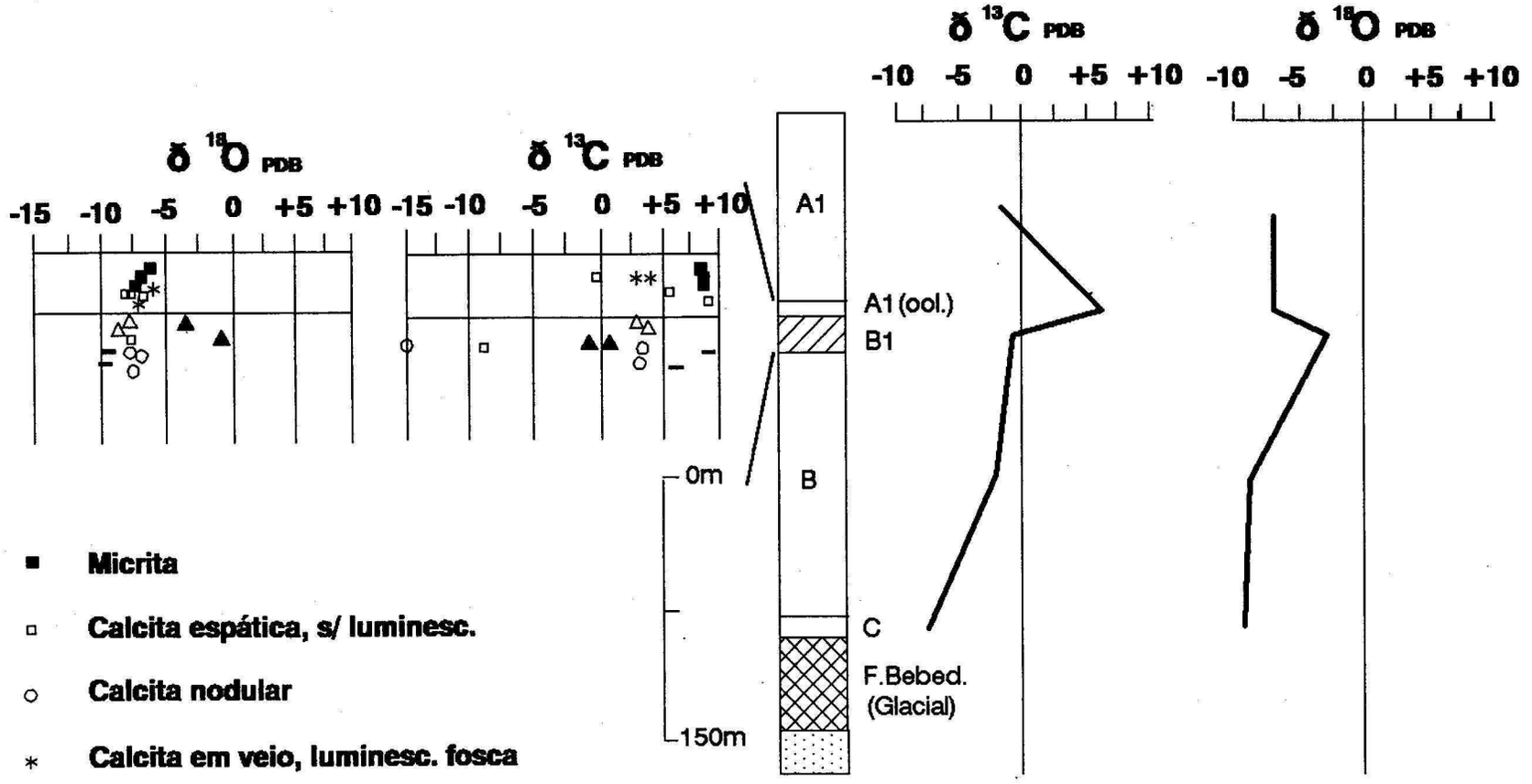
MISI, A. 1976. *As seqüências Bambuí no Estado da Bahia e as mineralizações de chumbo-zinco associadas*, Tese de Livre Docência, UFBa, 84 p.

QUADROS, L.P. 1987. Ocorrência de *Acritarchae* (microfósseis marinhos) em sedimentos do Pré-Cambriano na área de Januária, MG, Brasil. *Bol. Geocien. PETROBRÁS*, **1** (2): 235.

SRIVASTAVA, N. 1986. Os estromatolitos da Formação Salitre(Bahia). Relatório inédito, CBPM, 15p.

TORQUATO, J.R.F. & MISI, A. 1977. Medidas isotópicas de carbono e oxigênio em carbonatos do Grupo Bambuí na região centro-norte do Estado da Bahia. *Rev. Bras. Geocien.*, **7**: 14–24.

VEIZER, J. & HOEFS, J. 1976. The nature of $^{18}O/^{16}O$ and $^{13}C/^{12}C$ secular trends in sedimentary carbonate rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **40**: 1387–1395.



$\bar{X}$ \ UNID	A1 (n=22)	A1 (ool.) (n=6)	B1 (n=30)	B (n=15)	C (n=12)
$\delta^{13}C_{PDB}$	-0,88	+6,06	-0,53	-1,58	-5,06
$\delta^{18}O_{PDB}$	-6,92	-6,15	-3,45	-8,44	-8,73

Figura 1 - Variação dos valores de $\delta^{13}C$ e de $\delta^{18}O$ em carbonatos do Proterozóico superior da Bacia de Irecê. À direita da coluna estratigráfica, determinações em rocha total (85 amostras) indicadas por valores médios sobre facies representativas dos diversos ciclos sedimentares (dados: Torquato & Misi 1977). À esquerda, variações obtidas nos diversos tipos de cimento definidos e amostrados no intervalo indicado.

CONSIDERAÇÕES SOBRE A ESTRATIGRAFIA ISOTÓPICA DO GRUPO BAMBUÍ

Chang, Hung Kiang[1]
Koji Kawashita[2]
Fernando Flecha Alkmim[3]
Marcelo Zacharias Moreira[4]

Recentes avanços nas correlações estratigráficas entre as várias sucessões sedimentares do Proterozóico, obtidos através de estudos micropaleontológicos e isotópicos, estimularam a elaboração do presente trabalho, no qual são apresentados os resultados preliminares de um levantamento sistemático de $\delta\ ^{13}C$ e $^{87}Sr/^{86}Sr$ efetuado em rochas carbonáticas do Grupo Bambuí, Bacia do São Francisco.

No Fanerozóico, curvas de variações seculares de $\delta\ ^{13}C$ e $^{87}Sr/^{86}Sr$ são utilizadas na quimioestratigrafia. As variações de $\delta\ ^{13}C$ têm sido interpretadas como reflexo de mudanças na composição isotópica do carbono (C) dissolvido na água do mar, na forma de bicarbonato ou carbonato. Estas variações resultam da fixação de maior ou menor quantidade de carbono no reservatório de C orgânico, em detrimento ao de C inorgânico (*e.g.*, SCHOLLE & ARTHUR 1980).

No Proterozóico, particularmente próximo à passagem para o Cambriano, muitos levantamentos isotópicos tem sido executados em sucessões carbonáticas ao redor do mundo (*e.g.*, TUCKER 1986; MAGARITZ *et al.* 1986; LAMBERT *et al.* 1987; KAUFMAN *et al.* 1991 e outros). Apesar de estarem sujeitas a modificações pós-deposicionais (diagênese e metamorfismo), muitas amostras são pouco ou não afetadas. Consequentemente, a composição isotópica destas retrata aquela da água do mar à época de sua deposição. Desta forma, curvas de variação de $\delta\ ^{13}C$ e de $^{87}Sr/^{86}Sr$ são potenciais candidatas a serem utilizadas nas correlações estratigráficas.

Amostras de calhas e de testemunhos foram coletadas de 4 poços da Bacia do São Francisco — RC–1, RF–1, MA–1 e PSB–13. Os valores de $\delta\ ^{13}C$ analisados variam de $-3\ ^{\circ}/_{oo}$a $+12\ ^{\circ}/_{oo}$, enquanto que os de $\delta\ ^{18}O$ variam de $-12\ ^{\circ}/_{oo}$a $-2\ ^{\circ}/_{oo}$. Esta enorme variação na composição ocorre de maneira sistemática, principalmente com relação ao $\delta\ ^{13}C$. Todos os poços apresentam uma depleção no ^{13}C em direção à base da seção carbonática da Formação Sete Lagoas, que é caracterizada por valores de $\delta\ ^{13}C$ menores que $+3\ ^{\circ}/_{oo}$.

O enriquecimento em ^{13}C, a partir da base da Formação Sete Lagoas, pode ser interpretado como resultante de um incremento na produtividade da biomassa e/ou maior taxa de preservação da matéria orgânica. Consequentemente, em ambos os casos, as condições são favoráveis à formação de rochas geradoras.

Mineralogicamente, a seção carbonática é constituída por calcita e, em alguns níveis, por dolomita. Apesar das dolomitas serem de origem secundária, como demonstra a razão $^{87}Sr/^{86}Sr$, os valores de $\delta\ ^{13}C$ se situam praticamente na mesma faixa determinada para as amostras ricas em calcita.

No poço RC–1, as amostras dolomíticas da Formação Sete Lagoas apresentam razões $^{87}Sr/^{86}Sr$ extremamente altas, em torno de 0.71075. Estes valores elevados, aliados à baixa concentração em Sr ($\sim$ 95ppm), indicam a participação de fluidos que percolaram rochas continentais félsicas. Já a composição isotópica de $^{87}Sr/^{86}Sr$, extraída dos carbonatos ricos em calcita, possuem valores variando entre 0.70734 a 0.70759. Estes valores posicionam a idade do Grupo Bambuí entre 600 Ma e 800 Ma. Esta incerteza se deve à imprecisão das curvas existentes na literatura (*e.g.*, KOEPNICK *et al* 1985; ASMERON *et al.* 1991).

No entanto, se forem acoplados ao $^{87}Sr/^{86}Sr$ os resultados de $\delta\ ^{13}C$, a idade do Grupo Bambuí pode ser melhor situada em torno de 600 Ma (Vendiano).

[1]PETROBRÁS–UNESP
[2]USP/IG
[3]UFOP/EM
[4]USP/CENA

Referências

ASMERON, Y.J., KNOLL, S.B., BUTTERFIELD, N.J.; SWEET, K., 1991. Sr isotopic variations of Neoproterozoic seawater: implications for crustal evolution: Geoch. Cosmochimica Acta 55: 2883–2894.

BURKE, W.H., DENISON, R.E., HEATHERINGTON, E.A., KOEPNICK, R.B., NELSON, H.F.; OTTO, J.B. 1982. Variation of seawater $^{87}Sr/^{86}Sr$ throughout Phanerozoic time. Geology 10: 516–519.

KAUFMAN, A.J., HAYES, J.M., KNOLL, A.H.; GERMS, G.J.B. 1991. Isotopic compositions of carbonates and organic carbon from Upper Proterozoic sucessions in Namibia: stratigraphic variation and the effects of diagenesis and metamorphism. Precambrian Res. 49: 301–327.

LAMBERT, I.B., WALTER, M.R., ZANG, W., LU, S.; MA G. 1987. Paleoenvironment and carbon isotope stratigraphy of Upper Proterozoic carbonates of the Yangtze Platform. Nature 325: 140–142.

MAGARITZ, M., HOLSER, W.T., KIRSCHVINK, J.L. 1986. Carbon isotope events across the Precambrian/Cambrian boundary on the Siberian Platform. Nature 320: 258–259.

SCHOLLE, P.A. & ARTHUR, M.A. 1980. Carbon isotope fluctuations in Cretaceous pelagic limestones: potential stratigraphic and petroleum exploration tool. Bull.Am.Assoc.Pet.Geol. 64: 67–87.

TUCKER, M.E. 1986. Carbon isotope excursions in Precambrian/ Cambrian boundary beds., Morocco, Nature 319: 48–50.

O SISTEMA DE DOBRAMENTOS E EMPURRÕES DA CHAPADA DIAMANTINA (BA): REGISTRO DA INVERSÃO DO AULACÓGENO DO ESPINHAÇO NO DECORRER DO EVENTO BRASILIANO

A. Danderfer Filho[1]
L.E. Lagoeiro[2]
F.F. Alkmim[3]

1. Introdução.

O aulacógeno do Espinhaço (MOUTINHO DA COSTA & INDA 1982), no domínio da Chapada Diamantina, corresponde a um segmento bacial ensiálico invertido que engloba os sedimentos dos Supergrupos Espinhaço e São Francisco (INDA & BARBOSA 1978). Estudos de análise estrutural levados a efeito na região permitiram caracterizar um sistema de dobramentos e empurrões estruturado em duas etapas de deformação distintas (E1 e E2) relativas ao Evento Brasiliano. O registro de uma fase de deformação compressional intensa e mais antiga, que remontasse ao Proterozóico médio, não foi encontrado. Não pode ser descartada, entretanto, a possibilidade de que o rifte ensiálico do Espinhaço tenha experimentado inversão positiva fraca no Proterozóico médio.

2. Estruturas da etapa E1.

As estruturas dominantes da Chapada Diamantina, dobras subregionais de duplo caimento, falhas de empurrão e uma grande variedade de feições de menor escala, todos orientados preferencialmente segundo NNW-SSE, compõem um cinturão de dobramentos e empurrões em seu estágio embrionário de desenvolvimento. O conjunto é polarizado e vergente para ENE, sendo que as maiores magnitudes de deformação são verificadas na porção sudoeste da Chapada Diamantina, onde o embasamento mais velho que 1,7 Ga está envolvido na deformação da cobertura (Figs.1 e 2).

Durante a etapa de deformação E1, as primeiras estruturas a se nuclearem foram zonas de cisalhamento inter e intraestratais (DANDERFER Fº & ALKMIM 1991), sistematicamente vergentes para ENE, as quais exibem um rico acervo de elementos das escalas micro, meso e megascópica. O acamamento mostrou-se mecanicamente ativo, acomodando boa parte da deformação inicial. Em seguida, desenvolveram-se megadobramentos característicos da região que, na Chapada Diamantina ocidental, estão associados a uma clivagem de plano axial subvertical. Na grande maioria dos casos, trata-se de culminações antiformais e depressões sinformais, suaves a fechadas, subregionais, nucleadas pelo mecanismo do deslizamento flexural. Exibem ligeira assimetria ou estão associadas a falhas de empurrão, de modo a indicar transporte geral em direção a ENE.

As falhas de empurrão, em geral de alto ângulo e mergulhantes para WSW, com desenvolvimento simultâneo ou tardio em relação aos dobramentos maiores, evoluiram a partir da inversão de falhas normais do embasamento, que remontam à epoca de geração do rifte ensiálico do Espinhaço.

Os indicadores cinemáticos relacionados às zonas de cisalhamento inter e intraestratais e falhas de empurrão, além da assimetria geral do conjunto, denotam um transporte geral de matéria de WNW para ESE (DANDERFER Fº 1990). Existem, porém, grandes estruturas de alta simetria, que não refletem o transporte geral. Tal é o caso de uma estrutura em *pop-up* no extremo sudoeste da Chapada, junto ao Bloco do Paramirim (Fig.2), interpretada como inversão de um graben simétrico.

A idade Proterozóica superior de geração desse cinturão embrionário pode ser comprovada na medida em que todas as estruturas descritas podem ser observadas nos sedimentos do Supergrupo São Francisco.

[1]DEGE0/EM/UFOP
[2]DEGEO/EM/UFOP
[3]DEGEO/EM/UFOP

3. Estruturas da etapa E2.

Produzidas por um campo compressional atuante de norte para sul, as estruturas da etapa E2 estão restritas a porção norte da Chapada Diamantina. Sobre os carbonatos do Grupo Una, na calha da sinclinal de Irecê, ocorrem falhas de empurrão de traço curvilíneo, aproximadamente EW, com a concavidade voltada para norte e com rejeitos crescentes na mesma direção; associadas a tais feições ocorrem dobras meso a megascópicas vergentes para sul (Figs.1,2). No interior dessa sinclinal, os carbonatos foram transportados em direção ao sul sobre uma superfície de descolamento alojada no contato com os sedimentos do Supergrupo Espinhaço (LAGOEIRO 1991). Nestes, a deformação foi acomodada lateralmente na forma de um sistema de zonas de cisalhamento rúpteis, transcorrentes e regionais, compondo um par de falhas conjugadas, sinistral e destral, orientados, respectivamente, segundo NNE-SSW e NNW-SSE (Fig.1);

4. O significado tectônico das etapas E1 e E2 de deformação.

Relações de corte e superposição dos elementos estruturais E1 pelos elementos E2 podem ser observados na porção norte da Chapada Diamantina, especialmente nos carbonatos do Grupo Una, no interior do Sinclinal de Irecê e sinclinais adjacentes.

A etapa E1 pode ser relacionada à inversão do aulacógeno do Espinhaço por um mecanismo induzido a partir das faixas de dobramento brasilianas que bordejam o Cráton do São Francisco a norte e a sudeste. A etapa E2, de maneira análoga, pode ser vista como uma manifestação, no interior do cráton dos processos geradores das faixas Rio Preto e Riacho do Pontal, que margeiam, a norte, o Cráton do São Francisco.

Referências

DANDERFER Fº, A. 1990. Análise estrutural descritiva e cinemática do Supergrupo Espinhaço na região da Chapada Diamantina, BA. Tese de mestrado, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto.

DANDERFER Fº, A. & ALKMIM, F.F. 1991. Zonas de cisalhamento inter e intraestratais do sistema de dobramentos e empurrões da Chapada Diamantina (BA) e papel do acamamento no curso da deformação compressional. Bol., 3ºSimp.Nac.Est.Tect., Rio Claro, 158–160.

INDA, H.A.V. & BARBOSA, J.F. 1978. Texto explicativo para o mapa geológico do Estado da Bahia, escala 1:1.000.000. SME/CPM, 137p., Salvador.

LAGOEIRO, L.E. 1990. Estudo da deformação nas seqüências carbonáticas do Grupo Una na regiso de Irecê, BA. Tese de mestrado, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto.

MOUTINHO DA COSTA, L.A. & INDA, H.A.V. 1982. O aulacógeno do Espinhaço. Ciências da Terra, 2:13–18.

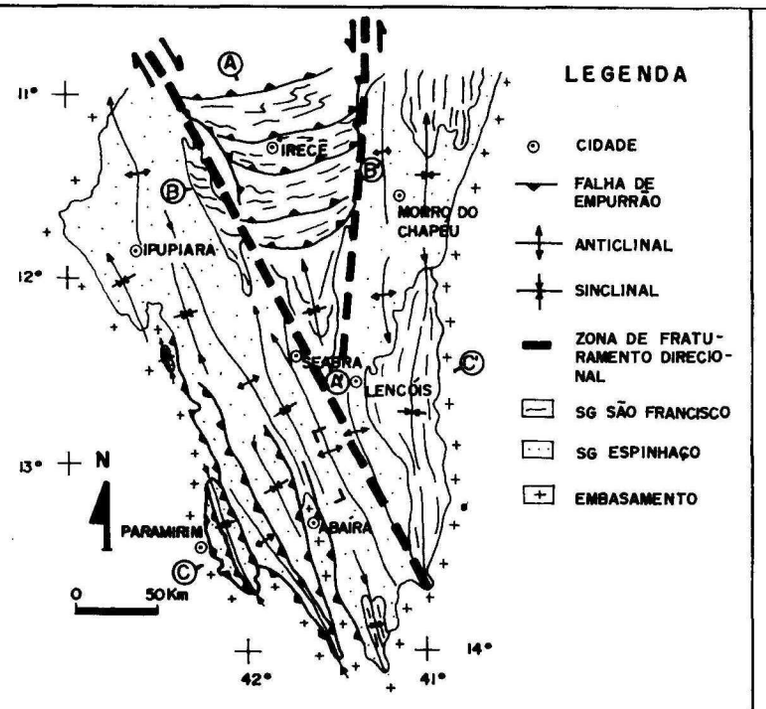
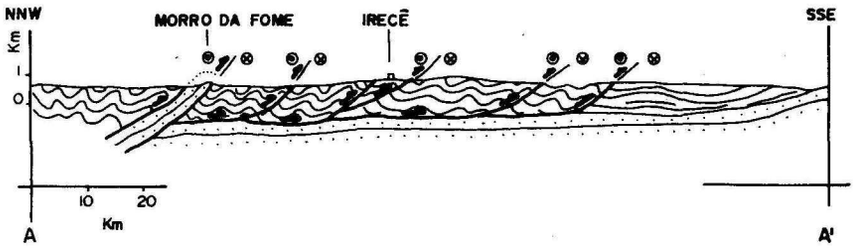
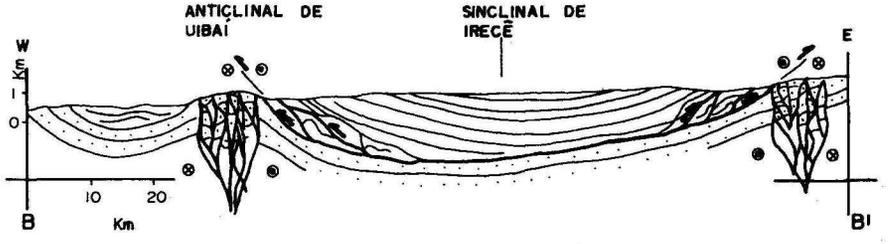
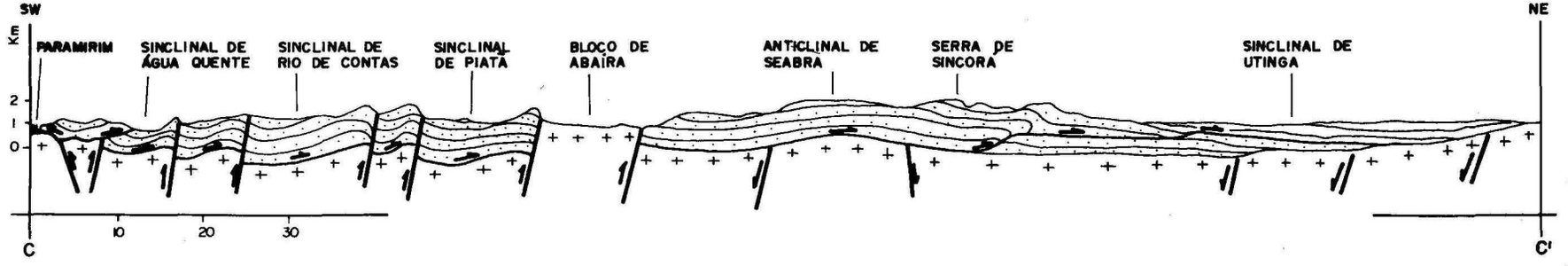


FIG. 1 - MAPA GEOLÓGICO-ESTRUTURAL SIMPLIFICADO DA CHAPADA DIAMANTINA

FIG. 2 - SEÇÕES GEOLÓGICAS MOSTRANDO OS ESTILOS ESTRUTURAIS DA CHAPADA DIAMANTINA (LOCALIZAÇÃO INDICADA NA FIG. 1)







AS FASES DA DEFORMAÇÃO BRASILIANA ATUANTES NOS SUPERGRUPOS ESPINHAÇO E SÃO FRANCISCO NO ESTADO DA BAHIA

Gélbio Melo Fagundes Rocha[1]
José Maria Landim Dominguez[2]

Os trabalhos de Geologia Estrutural mais recentes sobre o Cráton São Francisco enfatizam a importância das estruturas geradas por movimentos de blocos nos regimes rígido e dúctil. Os modelos construídos geralmente explicam as estruturas observadas como sendo resultantes de uma deformação progressiva, nos quais, muito frequentemente, as dobras e as fases de deformação assumem um papel secundário.

Trabalhos desenvolvidos pelos autores durante os últimos anos, principalmente na Chapada Diamantina (CD) e Espinhaço Setentrional (ES) (ROCHA & DOMINGUEZ 1989, ROCHA 1991a e b, ROCHA 1992) em convergência com o pensamento de outros autores que estudaram estas regiões (principalmente CORDANI 1978, MOUTINHO da COSTA & INDA 1982, JARDIM de SÁ 1984, BOMFIM 1985 e ALKMIM *et al.* 1993), reforçam a importância da tectônica de blocos para explicar as características, a distribuição e a geometria de campo dos Supergrupos Espinhaço (SE) e São Francisco (SSF). Porém, consideram igualmente fundamental, para o correto entendimento do arcabouço estrutural destes supergrupos no Estado da Bahia, a influência das dobras de cisalhamento geradas em fases (episódios ou pulsos) sequenciadas.

Na região da CD a estruturação do SE e SSF se dá segundo um arranjo de blocos e sub-blocos triangulares definidos por dobras de eixo NNW (caimento N) e falhas transcorrentes. A amplitude destas dobras diminui progressivamente de leste para oeste, onde começam a ficar mais evidentes as grandes linhas estruturais e o envolvimento do embasamento. Na porção norte da CD, é evidente a desestruturação do eixo NNW para a posição EW, definindo um domínio particular com superposição de dobras (domos e bacias) e cisalhamentos intraestratais com movimento de massa de N p/S. Por outro lado, a geometria triangular da província CD em planta, é na realidade formada por sub-blocos definidos por cisalhamentos transcorrentes (dúcteis e rúpteis) com direções em tornos NNW (dextral) e NNE (sinistral) formando geralmente ângulos de 30 a 40° entre si. As características acima listadas são observadas, tanto no siliciclásticos do SE, quanto nos diamictitos e carbonatos do SSF. Próximo a zona de contato entre a CD e o Bloco do Paramirim (BP), a intensidade da deformação aumenta consideravelmente. O metamorfismo cresce para xisto verde. O cisalhamento torna-se mais frequente com milonitização e estiramento mineral pronunciados. As dobras principais são reviradas, mudando a vergência para ENE. Aparece uma foliação de plano axial e o desenvolvimento de *sheet folds*. Surge aí também um segundo conjunto de dobras de eixo NNE, vergência WNW (BP) e uma clivagem de crenulação como foliação de plano axial mergulhando para ESE. Estas dobras superpõem nitidamente o dobramento principal de eixo NNW. Em direção a NNW a intensidade da deformação ao longo desta zona de contato diminui. Os cisalhamentos tornam-se menos frequentes, o dobramento NNW perde a vergência para ENE, o metamorfismo diminui e o dobramento da crenulação desaparece.

No ES a deformação é igualmente forte a sul se enfraquecendo a norte. As dobras principais evoluem para dobras isoclinais reviradas com vergência forte para WSW, formando limbos normais intercalados a limbos invertidos e dobras parasitas S, Z e M de ordem menor. Os cisalhamentos dúcteis são semiparalelos ao plano axial das dobras isoclinais e provocam transposições inversas em muitos pontos. A paragênese mineral encontrada (clorita, moscovita, biotita, cloritóide, andaluzita, silimanita, cianita, granada, estaurolita) revela temperaturas e pressões compatíveis com a facies xisto verde a epidoto-anfibolito. O dobramento da crenulação é ainda mais evidente do que na borda ocidental da CD, porém com vergência invertida para ESE (BP). Este segundo dobramento, redobrando a fase anterior (PA e cisalhamento), provoca mudanças locais

[1]Sup. Geo. e Rec. Minerais (SGM)
[2]Prog. Pós-Graduação Geologia (UFBA)

importantes para a compreensão da atitude das camadas. A norte de Macaúbas-Boquira, a crenulação torna-se rara, as dobras principais deixam de ser reviradas, sem vergência definida, e as camadas passam a ser regionalmente normais.

O ES é definido como um sinclinal de 1ª ordem, eixo mergulhando para sul, cortado pelas falhas de Stº Onofre, Caetité e Jacaraci. Estas falhas são consideradas oblíquas, transcorrentes sinistrais com a componente de empurrão intensificando-se a sul, a partir de Macaúbas-Boquira. O movimento relativo dos blocos (subindo mais a sul) provoca rompimentos que dificultam a correlação estratigráfica entre os limbos em conseqüência da erosão diferencial dos blocos mais altos. De Igaporá para sul, o movimento provocado pelas falhas (principalmente a falha de Stº Onofre) corta o sinclinal ao meio e deixa preservado somente o limbo invertido em forma de megabengala sinclinal.

Na região Sul (Jacaraci) ocorre o fechamento das dobras de 1ª ordem (região de dobras M) e onde é constatado uma seqüência de limbos normais e invertidos intercalados. As charneiras do dobramento isoclinal tornam-se progressivamente abertas e sem vergência definida em direção a leste (Piripá-Tremedal). Somente na região de Itambé-Maiquinique, os eixos NNW do dobramento principal adquirem direção oblíqua (NW–SE). Porém, em direção mais a sul (Espinosa-MG), já na Faixa Araçuaí, o ES preserva todas as características litológicas e estruturais adquiridas a partir da região de Macaúbas-Boquira. A oeste do ES (Guanambi e Palmas de Monte Alto) a deformação passa bruscamente de forte a fraca, tendo como divisor a faixa de migmatitos da borda oeste.

A partir das observações discutidas anteriormente, pode-se concluir pela existência de 3 episódios da deformação brasiliana:

1. deformação principal — dobras de eixo NNW, progressivas em direção ao Bloco de Guanambi, associadas com cisalhamentos semiparelelos ao PA que reaproveitaram, em parte, as falhas normais da fase extensional. Esta deformação alcançou a facies xisto verde nas zonas mais deformadas e atingiu toda a CD e ES.;
2. deformação transversal — dobras de eixo EW associadas a empurrões intraestratais de N p/S que transmitem tensões transcorrentes para as regiões internas, reaproveitando os planos já existentes;
3. deformação da crenulação — dobras assimétricas de eixo NNE associadas a cisalhamentos fracos com vergência centrípeta para o BP. Esta deformação afeta somente a borda ocidental da CD e parte da ES, onde o metamorfismo alcançou até a fácies epidoto-anfibolito (anfibolito baixo).

A deformação principal é considerada o 1ºepisódio (fase 1) e a transversal, o episódio seguinte (fase 2). A deformação da crenulação pode ser considerada como um episódio simultâneo a deformação transversal (fase 2/3), como discutido a seguir.

A figura 1 apresenta o zoneamento da deformação brasiliana e as áreas de atuação dos esforços principais. O zoneamento sugere uma evolução complexa, organizando-se a partir de uma geometria aproximadamente triangular, na qual uma faixa instável separa um bloco estável de outro meta-estável. A distribuição das zonas revela também uma certa progressão centrífuga da deformação em relação à zona forte do Paramirim, principalmente no sentido nordeste, onde a progressão se *esbarra* bruscamente com a zona muito forte (Faixas Riacho do Pontal e Sergipana).

O quadro evolutivo proposto está apresentado na figura 2. A fase 1 é considerada como o registro de esforços gerados em faixas móveis de direção NS (*strain*) situadas a oeste (Faixa Brasília?) ou, mais provavelmente, a leste (Faixa Atlântica?). A deformação causada é progressiva em direção ao Bloco Rígido de Guanambi e gerou dobras e cisalhamentos longitudinais. Quando a componente de esforços EW (*stress*) cessa, ou diminui, a componente NS gerada nas faixas de dobramentos setentrionais passa a atuar (fase 2), principalmente na borda norte da CD, gerando empurrões, dobramentos e transcorrências. Como a faixa móvel setentrional estava compartimentada em 3 domínios (Rio Preto, Riacho do Pontal e Sergipana), a trama do sistema de falhas transcorrentes transmitida para o interior das áreas mais estáveis pode ter sido bastante complexa. De um modo geral, formaram-se transcorrências triangulares (cunhas) convergentes e divergentes, destrais e sinistrais aproveitando-se, em muito, dos planos de cisalhamento já iniciados na fase 1. Na faixa do Vale do Paramirim (BP), os cisalhamentos longitudinais (Caetité,

Jacaraci, Paramirim, Rio de Contas, etc.), iniciam-se, a norte, com componente transcorrente forte a médio (*rake* 10–40°) passando no sentido sul (sul de Macaúbas-Boquira) para componente inversa média a forte (*rake* 60–90°). Nesta região, como resposta ao transpurrão da fase 2, o BP subiu definitivamente em forma de cunha, invertendo camadas na borda da CD (Água Quente) e aumentando a inversão no ES (faixa entre Boquira e Jacaraci). Nestas faixas a vergência da fase 1 adquire uma simetria centrífuga em relação ao BP. A subida da cunha provoca rotação local no elipsóide da deformação e origina os dobramentos e a crenulação da fase 2/3 de vergência centrípeta em relação ao mesmo bloco. O confinamento estrutural causado nas bordas do ES e CD pelo dobramento da fase 1 e pela grande subida de blocos da fase 2/3, permitiu surgir as condições metamórficas do grau médio, ou seja, no mínimo, 15 km de soterramento e 500°C.

Agradecimentos: Os autores agradecem aos Diretores da SGM, Ruy Lima e Hely Sampaio, e ao Coordenador da Pós-Graduação em Geologia da UFBA, Johildo Barbosa pelo decisivo apoio dado para a realização dos trabalhos de campo.

Referências

ALKMIN, F.F.; CHEMALE JR.; ENDO, I. 1993. A deformação das coberturas proterozóicas do Cráton do São Francisco e o seu significado tectônico. Rev. Bras. de Geoc. (no prelo).

BOMFIM, LUIZ F.C. 1985. Projeto Bacia de Irecê. Relatório Final. Texto. Vol.I. Salvador. CPRM. 168p.

CORDANI, U.G. 1978. Comentários filosóficos sobre evolução geológica pré-cambriana. Anais da Reunião Preparatória para o Simpósio sobre o Craton do São Francisco e suas Faixas Marginais — agosto 1977. SBG/NBA-SE, Public. Esp., p.33–65.

JARDIM DE SÁ, E.F. 1984. Relatório de consultoria no âmbito dos projetos *Mapa Metamórfico da Bahia e Caetité*. Salvador. SME/CBPM 24p. (inédito).

MOUTINHO DA COSTA, L.A. & INDA, H.A.V. 1982. O Aulacógeno do Espinhaço. Ciências da Terra, 2:13–18.

ROCHA, G.M.F. 1991a. Projeto Distrito Manganesífero do Sudoeste da Bahia. Salvador. SGM (relatório interno) 107p. (inédito).

ROCHA, G.M.F. 1991b. Projeto Estudos Geológicos Igaporá — Relatório de Atividades. Salvador. SGM (relatório interno) 23p. (inédito).

ROCHA, G.M.F. 1992. Projeto Rochas Carbonáticas do Vale do Rio Salitre — Aspectos de Geologia Estrutural e Geologia Econômica. Salvador. SGM (relatório interno) 39p. (inédito).

ROCHA, G.M.F. & DOMINGUEZ, J.M.L. 1989. Dobras isoclinais como causadoras de camadas invertidas. In: Simpósio Geol. Minas Gerais, 5, BH 1989. Anais...BH, SBG/NMG p. 184–189.

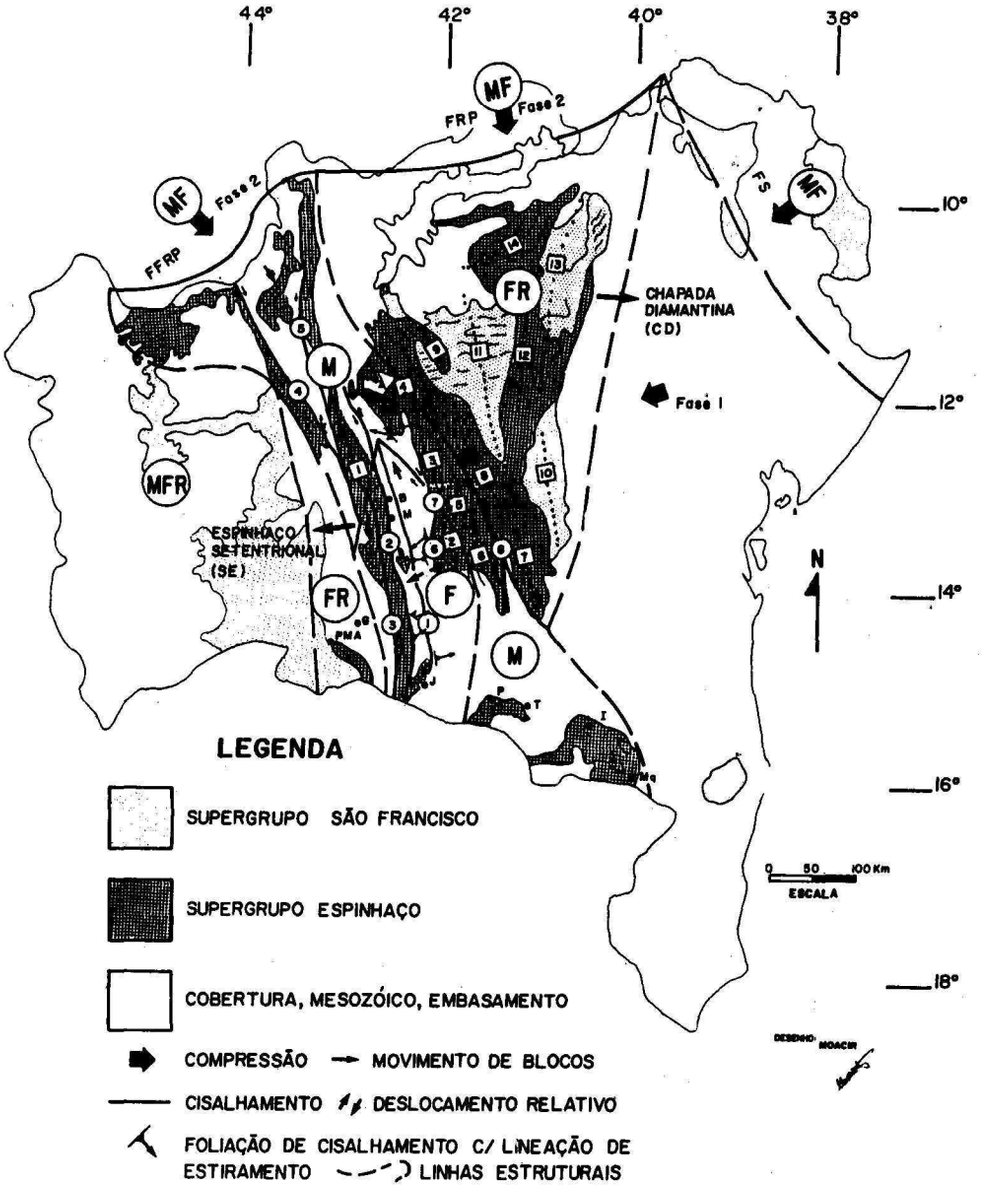


Figura 1. Zoneamento da Deformação Brasiliana impresso nos Supergrupos Espinhaço e São Francisco no Estado da Bahia. As linhas tracejadas limitam as zonas da deformação. As iniciais entre círculos representam as zonas, as quais, têm as seguintes características: *MUITO FORTE* — Dobras apertadas reviradas (camadas normais e invertidas), cisalhamentos (milonitização intensa, Lx pronunciado, empurrões, *nappes* de grande monta, transcorrências), intrusões graníticas e máficas, metamorfismo de grau médio a alto. Superposição de eventos. *FORTE* — Dobras apertadas, reviradas (camadas normais e invertidas), cisalhamentos (milonitização forte, Lx pronunciado, inversões de grande rejeito, transcorrências), foliação de plano axial (ardosiana e crenulação), intrusão de diques máficos, metamorfismo de grau baixo a médio. Superposição de eventos. *MÉDIO* — Transicional. *FRACO* — Dobras abertas (camadas normais), cisalhamento dúctil/frágil, duplexes, empurrões e retroempurrões de pouca monta, dobras em caixa, *pop-up*. Metamorfismo de grau incipiente. *MUITO FRACO* — Camadas horizontalizadas, pertubações locais. Anquimetamorfismo.

Os números entre quadrados representam: 1. Sinclinal do Espinhaço, 2. Sinclinal de Água Quente, 3. Anticlinal de Ibitiara, 4. Anticlinal de Gentio do Ouro, 5. Sinclinal de Quitétria, 6. Anticlinal de Rio de Contas, 7. Sinclinal de Barra da Estiva, 8. Anticlinal de Seabra, 9. Anticlinal de Ibipeba, 10. Sinclinal de Utinga, 11. Sinclinal de Irecê, 12. Anticlinal de Morro do Chapéu, 13. Sinclinal do Salitre, 14. Anticlinal do Mimoso. Os números entre círculos representam cisalhamentos: 1. Jacaraci, 2. Caetité, 3. Santo Onofre, 4. Boqueirão, 5. Estreito, 6. Paramirim, 7. Rio de Contas, 8. Jussiape. PMA – Palmas de Monte Alto. G – Guanambi. J – Jacaraci. M – Macaúbas. B – Boquira. BM – Brotas de Macaúbas. P – Piripá. T – Tremedal. I – Itambé. Mq – Maiquinique.

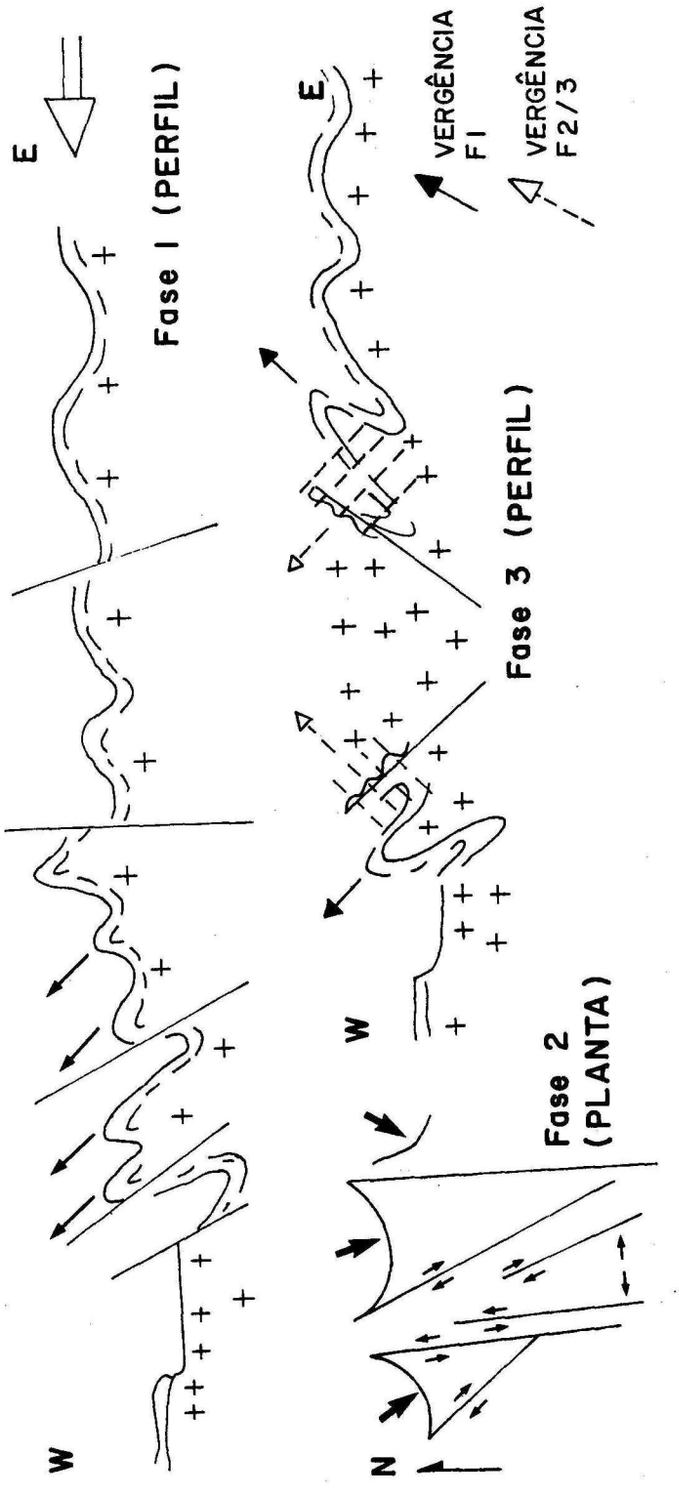


Figura 2. Quadro evolutivo esquemático das fases da Deformação Brasiliana atuantes nos Supergrupos Espinhaço e São Francisco.

O COMPORTAMENTO ESTRUTURAL DAS COBERTURAS MESO E NEOPROTEROZÓICAS DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO NAS SERRAS DO ESPINHAÇO SETENTRIONAL, CENTRAL E PALMAS DE MONTE ALTO (MG-BA)

A.L. Bertholdo[1]
F.F. Alkmim[2]
R.A. Trouw[3]

1. Introdução.

A área investigada situa-se no extremo sul do Estado da Bahia e o norte de Minas Gerais (Fig.1). Do ponto de vista geotectônico, localiza-se integralmente dentro dos limites do Cráton do São Francisco (ALMEIDA 1977), junto a grande inflexão da Faixa Araçuaí. Os trabalhos efetuados tiveram como objetivo descrever os estilos e a cinemática da deformação das rochas dos supergrupos Espinhaço, São Francisco e do embasamento.

2. Discussão dos resultados e conclusões.

A partir dos dados obtidos e de acordo com a freqüência, distribuição e natureza dos elementos estruturais, a área foi dividida em dois domínios estruturais: um a norte e outro a sul, cada um deles compreendendo três subdomínios (Fig.2).

Os elementos tectônicos observados podem ser interpretados como o resultado de um campo compressional E-W. As estruturas são sistematicamente vergentes para W, com a intensidade da deformação decrescente no mesmo sentido. Uma grande diferença na magnitude de deformação pode, entretanto, ser observada entre os domínios norte e sul. Separa esses compartimentos uma zona de transferência marcada por falhamentos transcorrentes destrais (Fig.2). Além disso, no domínio norte, a deformação é reversa e frontal, ao passo que a sul é reversa com uma componente direcional destral.

Na Serra do Espinhaço, os meta-sedimentos do supergrupo homônimo exibem duas famílias de estruturas, relativas a duas fases de deformação co-axiais e de mesma polaridade, correspondendo, ao que tudo indica a um mesmo evento. Dominam os dobramentos assimétricos, vergentes para W. Todo o conjunto é limitado por falhas de empurrão, sendo que a mais distal, a Falha de SANTO ONOFRE, justapõe, em alto ângulo, as rochas do Supergrupo Espinhaço e as rochas do embasamento. A Falha de SANTO ONOFRE pode ser interpretada, assim como outras da área, como inversão de falhas normais previamente nucleadas.

As rochas do embasamento participam da deformação da cobertura. No setor norte, as formas principais de acomodação da deformação no embasamento são pares conjugados de zonas de cisalhamento transcorrentes NE-SW destrais e NW-SE sinistrais. No domínio sul, a deformação é mais intensa, e distribuída por vastas áreas. As rochas cristalinas acham-se, além disso, empurradas sobre os sedimentos da Serra Central.

No subdomínio da Serra Central, os arenitos e pelitos do Supergrupo Espinhaço estão intensamente dobrados. Na Serra de Palmas de Monte Alto, estas mesmas rochas não exibem deformação significativa, compondo uma grande feição homoclinal mergulhante para SW. A monotonia estrutural desse subdomínio só é quebrada no flanco oeste da serra, próximo à cidade de Palmas de Monte Alto, onde uma zona de falha de empurrão de direção NS envolve o embasamento e a cobertura.

Os sedimentos do Supergrupo São Francisco foram também afetados pelo encurtamento geral E-W. Isto faz com que a deformação compressiva principal, anteriormente descrita, esteja relacionada ao evento brasiliano.

[1]CPRM
[2]DEGEO/EM/UFOP
[3]UFRJ

Considerando a natureza e a idade dos processos tectônicos observados e, principalmente, o envolvimento do embasamento na deformação da cobertura proterozóica, conclui-se pela necessidade de revisão dos limites postulados para o Cráton do São Francisco na região considerada.

Referências

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

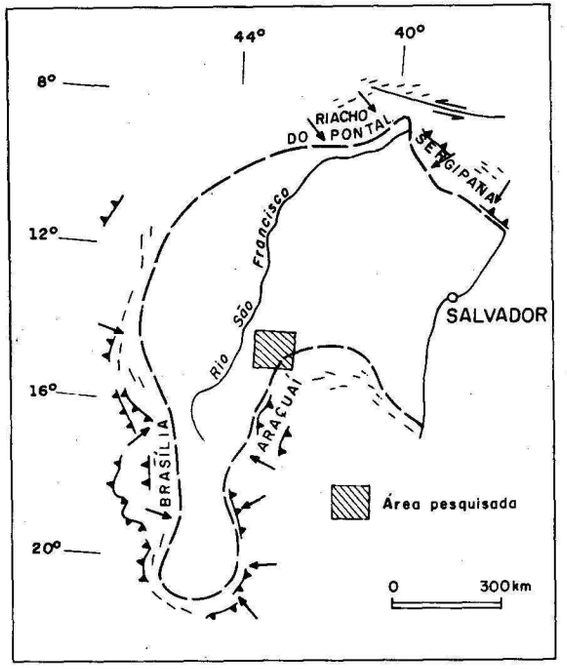
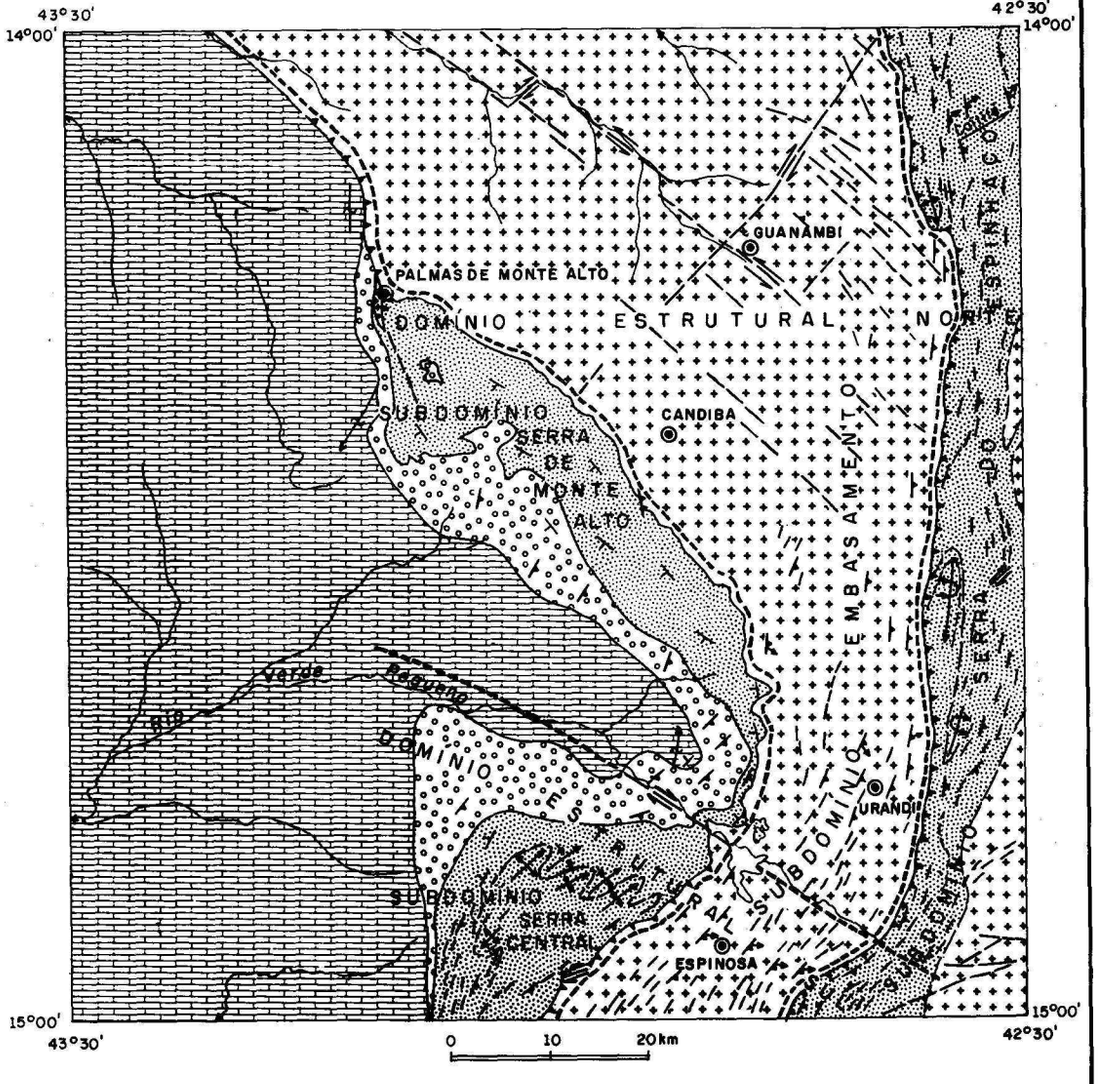


Figura 1 - Situação da área pesquisada em relação ao Cráton de São Francisco.



LEGENDA

SUPERGRUPO SÃO FRANCISCO
- GRUPO BAMBUÍ
- GRUPO MACAÚBAS

SUPERGRUPO ESPINHAÇO

EMBASAMENTO INDIVISO

Figura - 2 Esboço geológico - estrutural da área pesquisada com a divisão em domínios e subdomínios estruturais.

A DEFORMAÇÃO DAS COBERTURAS PROTEROZÓICAS DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO AO LONGO DA SEÇÃO COROMANDEL — TRÊS MARIAS — CONSELHEIRO MATA (MG)

L.A.P. Bacellar[1]
F.F. Alkmim[2]

1. Introdução.

As coberturas proterozóicas da porção sul do Cráton do São Francisco correspondem aos supergrupos Espinhaço e São Francisco. Ao longo da seção regional Coromandel — Três Marias — Conselheiro Mata (Fig.1), estas unidades e ainda as rochas do Grupo Canastra, aflorantes no extremo oeste, estão deformadas compondo as porções externas de dois cinturões de dobramentos e empurrões de vergências opostas: a Faixa Araçuaí, a leste e a Faixa Brasília, a oeste.

Três compartimentos tectônicos (Domínios W, C e E, Fig.1) com arquiteturas e histórias evolutivas distintas puderam ser caracterizados ao longo da seção estudada. No compartimento central (Domínio C, Fig.1), a deformação é de muito baixa intensidade, sendo possível a caracterização de algumas zonas de cisalhamento inter e intra-estratais, suaves ondulações e uma única zona de altas deformações, junto à Falha de Três Marias (Fig.1). Nos domínios W e E observa-se um rico acervo de estruturas que é descrito a seguir.

2. O Compartimento W - zona externa da Faixa Brasília.

No Compartimento W, caracterizaram-se três etapas de deformação distintas. A mais antiga delas (Dc), de caráter compressional, afetou exclusivamente os meta-sedimentos do Grupo Canastra e está associada a um transporte tectônico para ENE. Foi sucedida por uma etapa de deformação extensional (DE), identificada por Muzzi Magalhães (1989) em áreas mais a sul e caracterizada, na região estudada, por meios indiretos. A deformação extensional parece ter sido ativa pelo menos até o início da deposição dos sedimentos do Supergrupo São Francisco. Toda a cobertura proterozóica foi afetada por uma nova fase de deformação compressional (Db), com polaridade e vergência idênticas às da etapa Dc, ou seja, de W para E.

O Compartimento W, em função da natureza, cronologia relativa e posição espacial das elementos tectônicos, pode ser subdividido em três domínios estruturais distintos W1,W2 e W3 (Fig.1).

No domínio W1, quartzitos e filitos do Grupo Canastra exibem uma foliação paralela ao bandamento composicional, associada a fenômenos de transposição e milonitização de espessos pacotes. À foliação dominante (Smc) associa-se uma lineação de estiramento de orientação preferencial E-W e uma série de indicadores cinemáticos mosta que o movimento de materia esteve dirigido para ENE. Outras estruturas relativas à fase Dc são dobras isoclinais, não raro complexas. Durante a fase Db, nuclearam-se dobras, falhas de empurrão e os meta-sedimentos Canasta foram jogados sobre os do Supergrupo São Francisco, a leste. Desenvolveu-se ainda um par conjugado de falhas transcorrentes WNW(sinistral)-NNE(destral), que deu origem a uma forte dispersão das estruturas anteriores (Dc), bem como, uma clivagem de crenulação ou espaçada, superposta à foliação Smc.

No domínio W2, pelitos, diamictitos e carbonatos, do SG.São Francisco, apresentam dobras, falhas de empurrão e sistemas transcorrentes da fase Db, sendo dominantes as falhas de direção NE-SW, trancorrentes destrais, ou reversas destrais. As zonas menos deformadas são marcadas por dobras abertas, ortorrômbicas, sem vergência clara.

O domínio W3 coincide com um alto estrutural originado na fase extensional DE, limitado a oeste por uma zona de falha transcorrente destral de direção NNW e, a leste, por uma falha

[1]PETROBRAS/DEXES
[2]DEGEO/EM/UFOP

de rejeito oblíquo, reversa destral. É marcado pela ocorrência exclusiva de filitos e quartzitos do Grupo Canastra, compondo um suave sinforme de eixo NNW, relativo à fase Db.

O Domínio W4, zona de ocorrência dos sedimentos do Grupo Bambuí, tem como característica mais marcante um decréscimo não linear da intensidade de deformação. Possantes zonas de falha reversas, associadas a intenso dobramento da cobertura (p.ex.Falha de João Pinheiro), distribuem-se por toda a seção. Dobras Fb apertadas e vergentes, a oeste, passam a dobras Fb abertas e desarmônicas, sem vergência clara, a leste.

3. O Compartimento E: zona externa da Faixa Araçuaí.

Neste setor, reconheceram-se duas fases de deformação (Db1 e Db2) relacionadas a um mesmo evento compressional que afetou indistintamente as rochas dos supergrupos Espinhaço e São Francisco. A intensidade de deformação decresce gradualmente de leste para oeste, da mesma forma que o metamorfismo, que atinge no máximo as condições da fácies xisto verde. O compartimento E, ao contrário do que ocorre no setor W, mostra um alto nível de organização geométrica, com as estruturas principais orientadas preferencialmente segundo NS e sistematicamente vergentes para W.

Dois domínios estruturais foram caracterizados no setor E. O domínio E1 (Fig.1) é marcado por altas magnitudes de deformação e superposição das famílias de estruturas co-axiais Db1 e Db2. Falhas de empurrão e dobras em todas as escalas são as estruturas dominantes. Nas zonas de cisalhamento, há o desenvolvimento de dobras muito fechadas a isoclinais, as vezes complexas, associadas a uma foliação milonítica e uma lineação de estiramento EW. Nas porções relativamente menos deformadas predominam dobras abertas a fechadas, associadas a uma clivagem ardosiana ou espaçada. A segunda fase de deformação (Db2) gerou ondulações suaves sobre as estruturas anteriores e, localmente, uma clivagem de crenulação.

No domínio E2 uma só família de estruturas é observada. Dobras monoclínicas moderadamente fechadas, associadas a clivagem espaçada ou ardosiana e falhas de empurrão passam mais a oeste a dobras amplas, abertas e ortorrômbicas.

4. Conclusões.

Ao longo da seção estudada as coberturas meso e neoproterozóicas do Cráton do São Francisco compõem as porções externas das duas faixas marginais de vergências opostas Brasília e Araçuaí, ficando estas separadas por uma área praticamente indeformada. Ao contrário das unidades do Grupo Canastra no setor oeste, as rochas do Supergrupo Espinhaço não mostram, no compartimento leste, evidências de uma deformação compressional mais velha que o Supergrupo São Francisco.

É distinta arquitetura dos compartimentos W e E. No primeiro, provavelmente em virtude de significativa estruturação do embasamento, herdada principalmente da fase extensional DE, há maior complexidade geométrica, grande número de potentes zonas de falhas reversas envolvendo o embasamento, além de inúmeras falhas transcorrentes. No setor E, que, como demonstrou Magalhães (1988) para áreas mais a sul, deve ser marcado por uma tectônica epidérmica, sem o envolvimento embasamento, tem-se um alto índice de organização das estruturas.

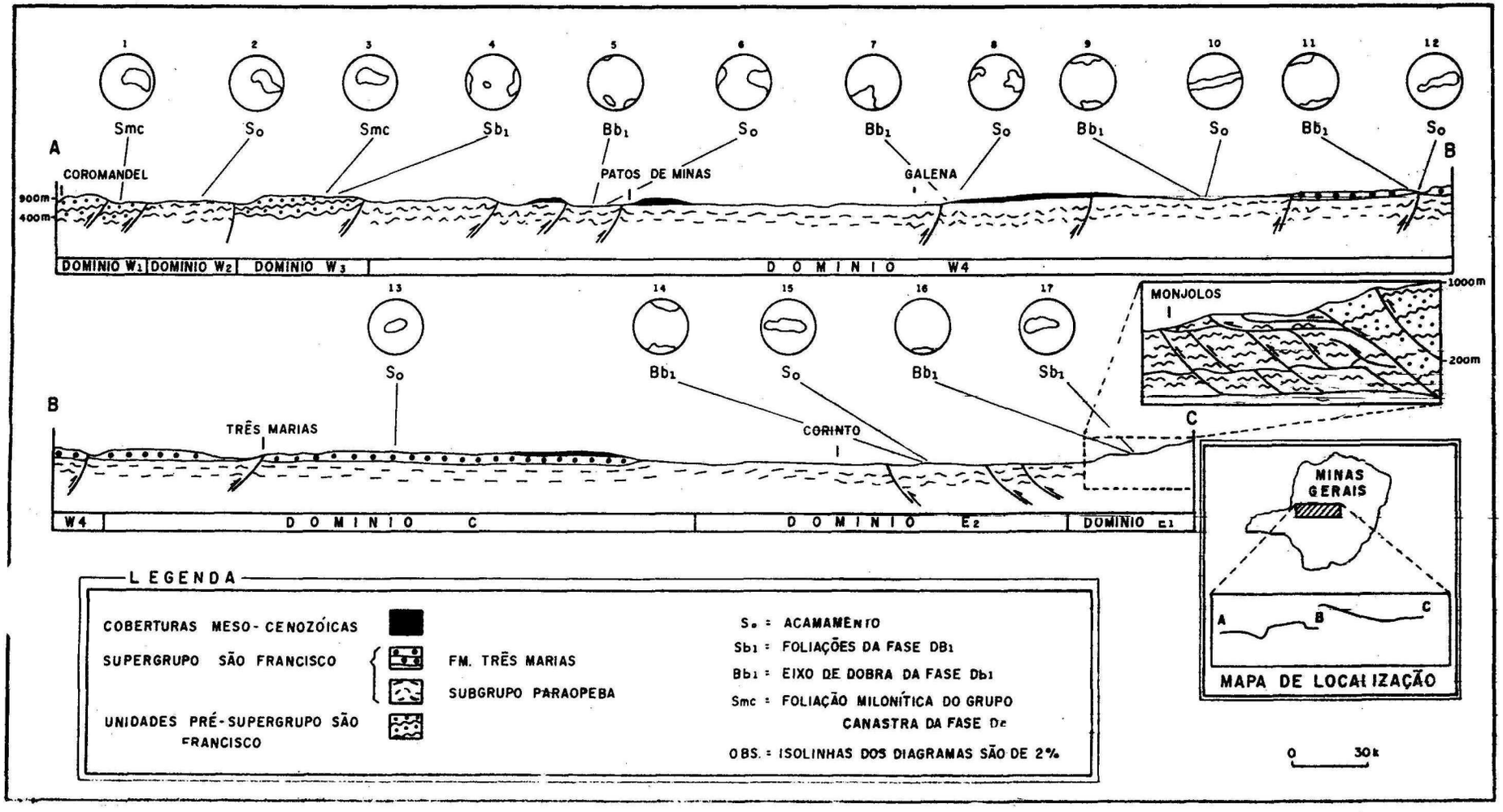
Não foram encontradas superposições de estruturas Db1 de leste e oeste, de modo que não é possível estabelecer uma cronologia relativa de nucleação dos compartimentos W e E.

Referências

BACELLAR, L.A.P. 1989. Geologia Estrutural do Supergrupo São Francisco ao longo da seção regional Coromandel - Três Marias -Conselheiro Mata. Ouro Preto, DEGEO/EM/UFOP, 116p. (Tese de mestrado).

MAGALHÃES, L. 1988. Análise Estrutural Qualitativa dos sedimentos do Grupo Bambuí, região da Bacia do São Francisco (Faixa Sete Lagoas - Serra do Cipó). Ouro Preto, DEGEO/EM/UFOP, 109p. (Tese de mestrado).

MUZZI MAGALHÃES, P. 1989. Análise Estrutural qualitativa das rochas do Grupo Bambuí, na porção sudoeste da Bacia do São Francisco. Ouro Preto, DEGEO/EM/UFOP, 100p. (Tese de mestrado).


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
Smc
So
Smc
Sb1
Bb1
So
Bb1
So
Bb1
So
Bb1
So
A
B
COROMANDEL
PATOS DE MINAS
GALENA
900m
400m
DOMINIO W1
DOMINIO W2
DOMINIO W3
D O M I N I O W4
13
14
15
16
17
So
Bb1
So
Bb1
Sb1
MONJOLOS
1000m
200m
B
C
TRÊS MARIAS
CORINTO
W4
D O M I N I O C
D O M I N I O E2
DOMINIO E1
MINAS GERAIS
A
B
C
MAPA DE LOCALIZAÇÃO
0
30k
LEGENDA
COBERTURAS MESO-CENOZÓICAS
SUPERGRUPO SÃO FRANCISCO
FM. TRÊS MARIAS
SUBGRUPO PARAOPEBA
UNIDADES PRÉ-SUPERGRUPO SÃO FRANCISCO
So = ACAMAMENTO
Sb1 = FOLIAÇÕES DA FASE DB1
Bb1 = EIXO DE DOBRA DA FASE Db1
Smc = FOLIAÇÃO MILONÍTICA DO GRUPO CANASTRA DA FASE De
OBS. = ISOLINHAS DOS DIAGRAMAS SÃO DE 2%

A DISCORDÂNCIA ANGULAR ENTRE OS SUPERGRUPOS ESPINHAÇO E SÃO FRANCISCO E O ARCABOUÇO ESTRUTURAL DA REGIÃO DA SERRA DO CABRAL, MG

R.G. Souza Fº[1]
F.F. Alkmim[2]

1. Introdução.

Na região compreendida entre as serras Mineira e do Cabral em Minas Gerais (Fig.1), as coberturas meso e neo proterozóicas do Cráton do São Francisco separam-se por uma discordância angular e erosiva com clara expressão em mapas, aerofotos e imagens de satélite. Além disso, a arquitetura da zona externa da Faixa Araçuaí é, naquela região, e no atual nível de exposição, bastante distinta das áreas vizinhas a norte e a sul, sendo dominada por dobramentos em todas as escalas, com a participação apenas subordinada de falhamentos. Como resultados preliminares de um estudo estratigráfico e estrutural levado a efeito na região, descrevem-se aqui tais feições.

2. A discordância entre os Supergrupos Espinhaço e São Francisco.

O Supergrupo Espinhaço é representado na região da Serra do Cabral, por cinco formações dos Grupos Diamantina (m. Galho do Miguel) e Conselheiro Mata (Formações Santa Rita, Córrego dos Borges, Córrego Bandeira e Córrego Pereira) (PFLUG 1968, DOSSIN *et al* 1984).

O Supergrupo São Francisco inicia-se com diamictitos e arenitos da Formação Jequitaí. Na borda NW da Serra do Cabral o Grupo Bambuí, de maneira completamente distinta de todas as demais áreas onde ocorre, possui na base um espesso pacote de arenitos em camadas e bancos de base erosiva com estratificação *hummocky* e associados a argilitos e siltitos com estrutuuras de convolução. Estes sedimentos são recobertos por pelitos e, mais acima na seção, por pelitos e camadas de calcarenitos ooidais, compondo o Sub-Grupo Paraopeba. Na borda oeste da Serra do Cabral, sobre o pelitos do Sub-Grupo Paraopeba ocorre a Form. Três Marias. Arenitos conglomeráticos, correlacionáveis a esta unidade, estão em contato erosivo com pelitos e carbonatos, cobrindo a porção central do Sinclinal de Buenópolis, a leste da Serra do Cabral (Fig.1).

Intrusivas máficas, em diques, cortam todo o pacote Espinhaço e, pelo menos em duas localidades, a sul da Vila de Covancas e Alto da Serra da Água Fria, atravessam também os diamictitos da Formação Jequitaí.

A discordância entre os Supergrupos Espinhaço e São Francisco está exposta na Serra Mineira e na Serra do Cabral. Na primeira área a superfície de base do Grupo Conselheiro Mata (mergulhante para SW) é truncada pela dos diamictitos Jequitaí, mergulhante para W. Na Serra do Cabral, a discordância se manifesta por toda zona de contato com diferenças de mergulho. Além disso, ao se analisar a distribuição da Formação Jequitaí por toda área estudada (Fig.1), conclui-se que ela assenta sobre diferentes unidades do Supergrupo Espinhaço. Com tais características, esta descontinuidade pode ser o registro tanto de uma inversão positiva leve para as unidades Espinhaço, anterior ou sincrônica à deposição da Formação Jequitaí, como também de um novo pulso extencional na margem leste do CSF, como postulado por ULHEIN (1991).

3. Estruturas dominantes da Serra do Cabral e áreas adjacentes.

Dominam o quadro estrutural da região dobras com comprimentos de onda de dezenas de quilômetros (Fig.2), cujas charneiras exibem caimentos suaves para N10°E e S10°W. São estruturas cônicas, abertas, com zonas de charneira arredondadas ou em *kinks*, exibindo ligeira

[1]DEGEO/EM/UFOP
[2]DEGEO/EM/UFOP

assimetria e vergência para oeste. Nuclearam-se por deslizamento flexural, como indicam falhas de empurrão confinadas e zonas de cisalhamento interestratais de movimentações opostas, instaladas nos flancos das grandes estruturas.

Dobras de 2ª ordem têm comprimentos de onda na casa das centenas de metros, ocorrendo como parasíticas ou associadas a zonas de falha. Mostram, em geral, assimetria mais elevada e vergência para oeste. Dobras moderadamente apertadas das classes 1B e 2 (RAMSAY 1967), a leste, passam a dobras abertas das classes 1A e 1B com baixa assimetria e associadas a *kinks, a oeste.*

Zonas de cisalhamento reversas ou de rejeito oblíquo distribuem-se com variáveis intensidades de deformação por toda a área, principalmente nas rochas do Supergrupo São Francisco. Têm caráter dúctil-rúptil, a leste, associando-se a foliação milonítica e dobras. A oeste são rúpteis, com trajetória escalonada e desenvolvimento de *farinha de falha.* Sua função principal é a acomodação de movimentos no interior das grandes dobras.

Como estruturas menores, estão presentes em toda a área uma clivagem (S1) espaçada ou ardosiana e as lineações de estiramento (LE) e de intersecção Lsoxs1 (L1). A clivagem S1 orienta-se preferencialmente segundo NS, com mergulhos para leste. Não raro, mergulha também para oeste, compondo leques de clivagem em dobras de mais alta simetria. A lineação LE instala-se sobre S1 ou So e, está, de um modo geral, associada com uma movimentação de matéria em direção a oeste.

As estruturas descritas podem ser interpretadas como resultado de um único evento compressional, associado com a movimentação de material da Faixa Araçuaí para o interior do cráton. A equivalência do acervo estrutural dos Supergrupos Espinhaço e São Francisco, indica que a orogenia brasiliana foi a responsável pela inversão positiva forte da margem Cráton do São Francisco.

Referências

DOSSIN, I.A.; ULHEIN, T.; DOSSIN, T.M. 1984. Geologia da Faixa Móvel Espinhaço em sua porção meridional, M.G. In: Congr. Bras. Geol., 33, Rio de Janeiro, SBG. v.2, p.3118–3132.

PFLUG, R. 1968. Observações sobre a estratigrafia da Série Minas na região de Diamantina, M.G. Rio de Janeiro, DNPM/DGM. 20p. (Notas preliminares e estudos).

RAMSAY, J.G. 1967. Folding and fracturing of rocks. New York, McGraw-Hill Book co.

ULHEIN, A. 1991. Transição cráton-faixa dobrada: um exemplo do Cráton do São Francisco e da Faixa Araçuaí (Ciclo Brasiliano) no Estado de Minas Gerais. São Paulo, Inst. Geoc. USP, 295p. (Tese de doutoramento).

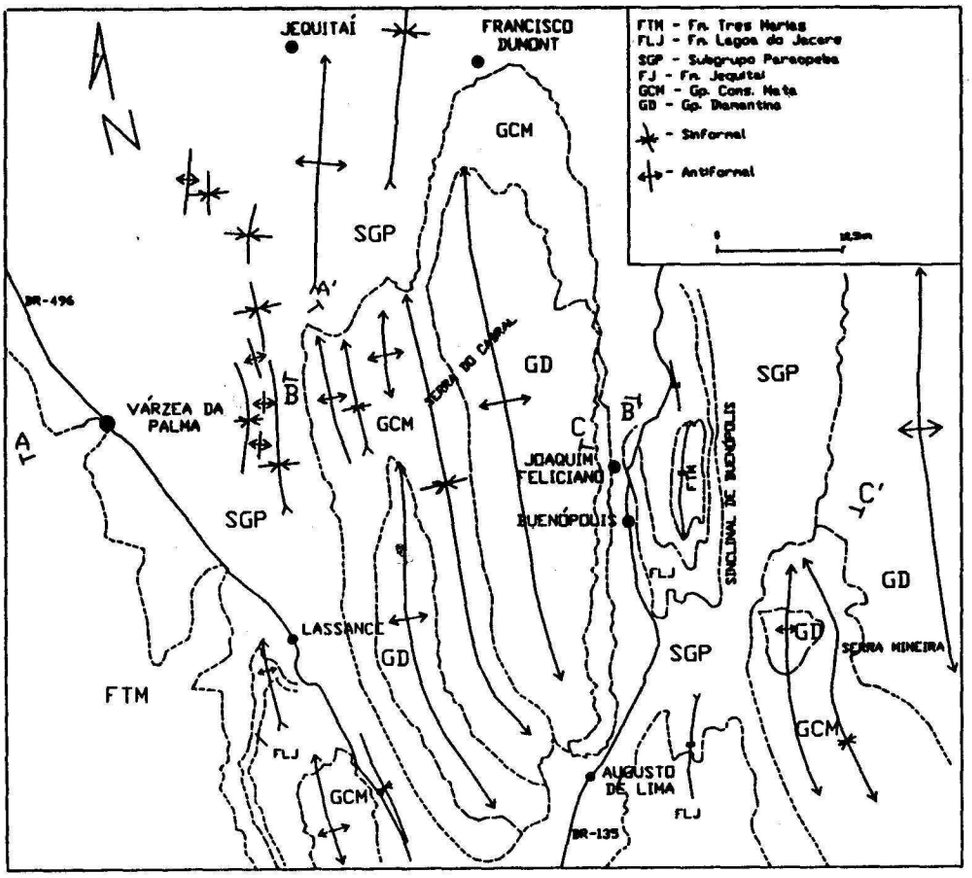


Fig. 1 - Mapa estrutural. Parte de imagem LANDSAT MSS orb-150 pto-24.

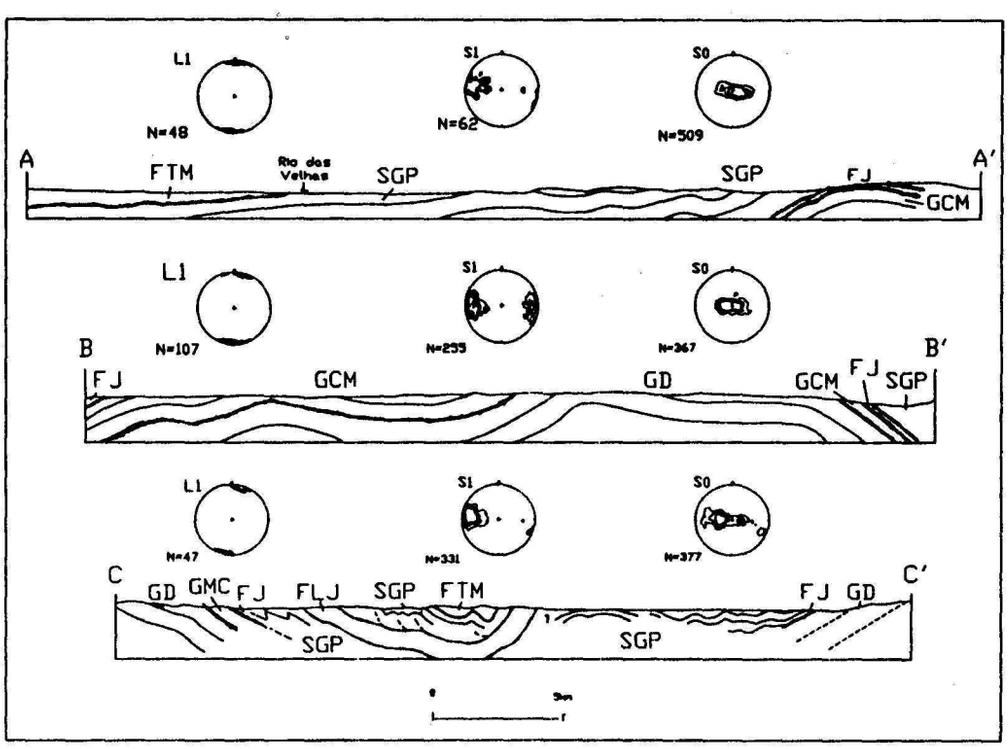


Fig. 2 - Seções geológicas E-W, legenda conforme figura 1. Estereogramas: So (acamamento), S1 (clivagem) e L1 (lineação de interseção e eixos de dobras). Isolinhas de 5, 10 e 15% para L1, e 2, 5 e 8% para So e S1.

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

Oscar P. G. Braun[1]

1. Precedentes.

Desde os trabalhos de PFLUG 1965, os mapas de síntese geológica do Brasil e de Minas Gerais passaram a exibir um contato por falha inversa entre os quarzitos Espinhaço e o Grupo Bambuí, no trecho do bordo ocidental da serra do Espinhaço, entre as cidades de Jaboticatubas e Presidente Juscelino, em Minas Gerais. O mapeamento em escala de 1:250.000 do Projeto Três Marias (MENEZES FILHO; MATTOS & FERRARI 1977) não logrou confirmar aquele contato por falha inversa, tendo apresentado, na folha geológica Belo Horizonte, o Grupo Bambuí jazendo, na maior parte, em contatos deposicionais discordantes. Naquela ocasião tivemos oportunidade de interpretar as aerofotos em escala 1:60.000, da área em questão, e fazer rápida verificação de campo, observando que o contato basal do grupo Bambuí realmente era deposicional, com fortes mergulhos e raras inversões em dobras assimétricas. Falhas de curto rejeito, na ordem de grandeza de afloramento, mas não representáveis em mapas de escalas menores do que 1:25.000, puderam ser constatadas em raros locais. Com base nessas observações, publicamos nossas conclusões em dois trabalhos apresentados em conclaves nacionais (BRAUN 1979 e 1982), ilustrados com imagens orbitais e aerofotos.

2. Atuais constatações.

Observamos surpresos que, decorridos dez anos, tanto os mapas de síntese, como um grande número de trabalhos específicos sobre a serra do Cipó e outras localidades próximas, ao longo das encostas ocidentais da serra do Espinhaço, não só repetiam os contatos por acavalgamento, como descreviam e representavam contatos com falhas de empurrão de baixos ângulos. Afim de descobrirmos aonde havíamos errado, resolvemos voltar à área e estudar detalhadamente os contatos. Com as aerofotos detalhadamente interpretadas, desta vez tivemos ocasião de rastrear literalmente os trechos mais espressivos dos contatos e, mais uma vez constatarmos serem eles deposicionais, com magníficos afloramentos e perfeita expressão fisiográfica.

Este contato é balizado quase invariavelmente pelo conglomerado basal que se expõe em expressivos afloramentos nas imediações do Cipó Veraneio Hotel. Este conglomerado, de espessura variável e descontínuo como *soe ocorrer* com conglomerados basais, tem sido mapeado como grupo Macaúbas por diversos autores o que tem contribuído para complicar as interpretações.

Dos diversos trabalhos consultados, escolhemos dois que descrevem o contato por falha de empurrão e, baseados nisto, tecem conjecturas sobre a provável tectônica de empurrões: MARSHAK & ALKMIN 1989 e URLEIN 1991. O primeiro mostra uma seção W–E passando nas proximidades do Cipó Veraneio Hotel e na pedreira de mármore na subida da serra. Naquela seção é indicada uma escala gráfica sem exagero vertical e a falha está desenhada com 40 graus de mergulho; entretanto, medindo-se a distância do rio Cipó ao contato na serra e comparando-a com o desnível de 270m entre estes pontos (na seção tem quase 1500m) conclui-se que há um exagero vertical de cerca de 6 vezes, o que faz o mergulho ir para 3 graus. Na seção do segundo autor há um exagero explícito nas escalas gráficas de 5,3 vezes, determinando um mergulho de 3 graus (Fig. 1).

Sobre o mapa topográfico 1:100.000 simulamos dois contatos de falha, um com 60 graus e outro com 10 graus de mergulho, de maneiras a delinear a provável posição topográfica do contato por falha inversa sugerido nos trabalhos citados que, como pode ser constatado no mapa, onde está indicado o contato mapeado, não condiz com o que ocorre no campo. Se considerássemos

[1] PETROBRÁS-DEPEX-DITEC-SEBINT-Rio de Janeiro

3 graus de mergulho, o contato estender-se-ia mais profundamente nos boqueirões que cortam a serra, onde pode ser constatado no campo não haver afloramentos de camadas Bambuí, mas sim quartzitos Espinhaço (vide detalhes ampliados na ilustração).

3. Conclusão.

Os contatos deposicionais do grupo Bambuí, demarcados por leques descontínuos de conglomerado polimítico, mostram uma superfície de sedimentação extremamente acidentada topograficamente e com pequenos abalos tectônicos registrados em falhas normais de curtos rejeitos, cujas superfícies acham-se hoje invertidas e com deslocamentos inversos. Os leitos mostram-se cisalhados e completamente transpostos, porém as grandes camadas podem ser ainda distinguidas na sucessão original.

A se depreender das nossas verificações de campo e da presente análise crítica, conclui-se que todos os trabalhos que interpretam uma falha de empurrão de baixo ângulo no contato dos quartzitos Espinhaço com o grupo Bambuí na área considerada, não se basearam em mapeamentos com o rigoroso detalhe necessário a um estudo específico de geologia estrutural. Por outro lado, não se constatando os contatos por falhas inversas, tememos que fiquem prejudicadas as interpretações tectônicas decorrentes das considerações estruturais desses trabalhos.

Referências

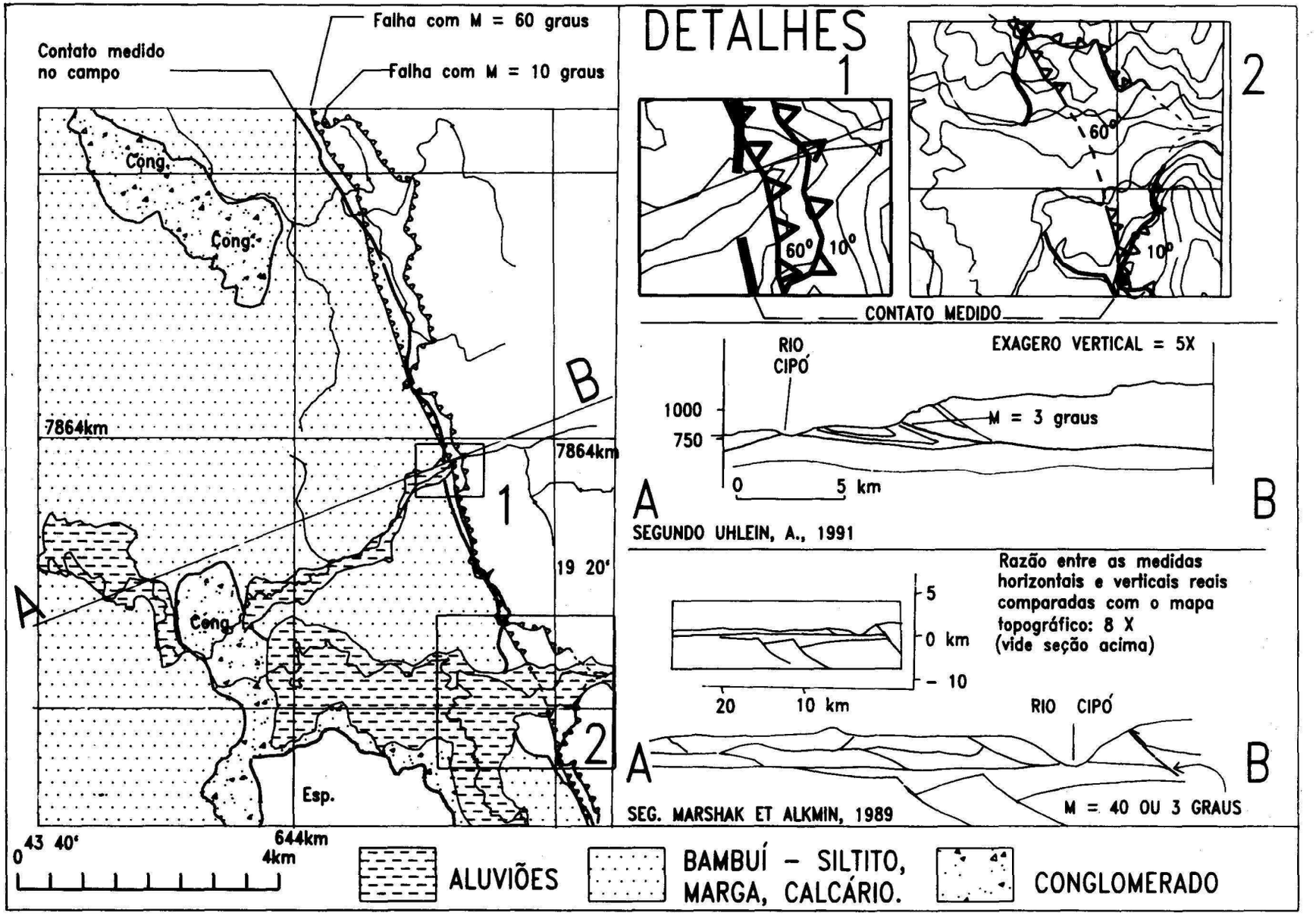
BRAUN, O.P.B. 1979. Alguns comentários Sobre a Formação Macaúbas e a Evolução Tectônica do Espinhaço. Atas do I Simpósio de Geologia de Minas Gerais, SBG, bol. (1):31–46.

BRAUN, O.P.B. 1982. Novas Contribuições à Estratigrafia e aos Limites do Grupo Bambuí. Anais do XXXII Congr. Bras. de Geol., Salvador, vol. (1):260–268.

MARSHAK, S. & ALKMIN, F.F. 1989. Proterozoic Contraction/Extension Tectonics of the Southern São Francisco Region, Minas Gerais, Brazil. Tectonics, vol. 8, nº3:555–571.

MENEZES FILHO, N. R., MATTOS, G.M.M.; FERRARI, P.G. 1977. Projeto Três Marias — Relatório Final, vol. 1, CPRM–DNPM, Belo Horizonte, pp.:340.

UHLEIN, A. 1991. Transição Cráton — Faixa Dobrada: Exemplo do Cráton do São Francisco e da Faixa Araçuaí (Ciclo Brasiliano) no Estado de Minas Gerais. Aspectos Estratigráficos e Estruturais. Tese de Doutoramento — Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, São Paulo,pp.: 295.


Falha com M = 60 graus
Contato medido no campo
Falha com M = 10 graus
Cong.
Cong.
Cong.
Esp.
7864km
7864km
644km
4km
0
43 40'
19 20'
A
B
1
2
DETALHES
1
2
60°
10°
60°
10°
CONTATO MEDIDO
RIO CIPÓ
EXAGERO VERTICAL = 5X
1000
750
M = 3 graus
0
5 km
A
B
SEGUNDO UHLEIN, A., 1991
Razão entre as medidas horizontais e verticais reais comparadas com o mapa topográfico: 8 X (vide seção acima)
5
0 km
- 10
20
10 km
RIO CIPÓ
A
B
M = 40 OU 3 GRAUS
SEG. MARSHAK ET ALKMIN, 1989
ALUVIÕES
BAMBUÍ - SILTITO, MARGA, CALCÁRIO.
CONGLOMERADO

EVOLUÇÃO DA MARGEM NORTE DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO NO PROTEROZÓICO MÉDIO

Marinho Alves da Silva Filho[1]

O Cráton do São Francisco em sua definição original devida a Almeida (1967) constitui a plataforma dos Cinturões Brasilianos que o circunscreve. O limite norte dessa plataforma é o Sistema Sergipano até onde este pode ser reconhecido. A oeste desse Sistema de Dobramentos o limite do cráton não é delimitado de forma inconteste.

O embasamento desse cráton é uma sucessão de núcleos arqueanos e Cinturões do Proterozóico inferior cujas estruturas se aproximam da direção meridiana com algumas inflexões. A consolidação dessa plataforma se dá entre 2.200 Ma e 2.000 Ma aproximadamente, e é documentada por plutonismo granítico sin a pós-tectônico. À norte da denominada *zona transversal*, as estruturas regionais tornam a adquirir a direção meridiana e, no registro geocronológico, tanto no território norte-riograndense quanto no cearense, idades de 2.200 e 2.000 Ma voltam a reaparecer.

Numerosas informações coletadas ultimamente, registram em rochas supracrustais e plutônicas idades que antecedem o intervalo do ciclo Brasialiano no qual se desenvolveram os Sistemas que limitam o cráton em discussão. MACEDO *et al.* (1988) estudando a Sequência de Orós obtiveram uma isócrona em torno de 1700 Ma para rochas metavulcânicas e uma outra de 1762 Ma para augen-gnaisses. Esses autores advogam uma seqüência metavulcano-sedimentar anorogênica depositada em um *rift* e a compara com as vulcânicas da Chapada Diamantina e Espinhaço no Estado da Bahia. Essa mesma idade é registrada em meta-vulcânicas do Grupo Jurucutu.

Outra seqüência no Nordeste devem ser reconsideradas quanto ao intervalo em que se depositaram e foram deformadas pela primeira vez: a) o Grupo Nova que abriga seqüências de plataforma rasa e profunda é atravessado por ortognaisses colisionais (Ortognaisse Afeição) de idade 1100 Ma (ANGELIM 1988), b) O Complexo Sertânia na região de São José do Egito é atravessado por ortognaisses colisionais (Ortognaisse Serra do Machado) dessa mesma idade (Wanderley, 1990; c) O Complexo Surubim também é atravessado por ortognaisse colisional com essa idade (BARBOSA 1990); d) A Formação Seridó alcançou o pico do metamorfismo há 1060 Ma deduzida de uma isócrona Pb/Pb (COUTINHO 1992).

Além disso, MACEDO *et al.* (op. cit.) obtiveram uma isócrona de 1040 Ma nas metavulcânicas milonitizadas de Orós. Alegaram que essa isócrona não tinha significado geológico, no entanto, representa a idade de uma deformação.

Registra-se ainda que em alguns desses complexos ocorrem metavulcânicas calci-alcalinas ou toleíticas (Irajaí e Monte Orebe, PE, e Aurora, CE). O mais novo registro geocronológico é sobre vulcânicas alcalinas, do Grupo Salgueiro, (BRITO NEVES *et al.* 1990) no Sistema Piancó-Alto Brígida (BRITO NEVES 1975).

Estes novos dados revelam que antes dos Sistemas Brasilianos, outro Sistema de Dobramentos precursor, se desenvolveu no Proterzóico Médio (1700 – 1100 Ma) e era cronocorrelato dos sedimentos da Chapada Diamantina. A figura 1 mostra os principais elementos desse Cinturão e a localização do Páleo-Cráton do São Francisco que então se individualizava junto com o Cráton Jaguaribe, agora definido.

A evolução desses terrenos sintetizada na figura 2 pode ser assim interpretada: a) Individualização de uma plataforma há 2.000 Ma com estrutura meridianas; b) Fragmentação dessa plaforma a 1700 Ma por onde extravasou vulcanismo alcalino (Orós, Espinhaço, Jucurutu). Um segmento de direção sudoeste-nordeste evoluiu em um orógeno; c) Fase de deriva-continental com polaridade de sedimentação; plataforma rasa às margens do Páleo-Cráton São Francisco (Complexo Casa Nova) e sobre o Cráton Jaguaribe (Formação Jucurutu). Plataforma profunda

[1]CPRM-Recife Av – Beira Rio 45, Madalena Recife, Pe 506210-100

mais afastada destes. Coberturas plataformais tipo Chapada Diamantina também se depositaram. d) Provável início da subducção com formação de pilha onde foram gerados magmas calcialcalinos (Itajaí, (WANDERLEY & SANTOS 1992), Monte Orebe e Aurora); e) Fase colisional com plutonismo associado (1100 Ma); eclogitos (BEURLEN 1988) marcam a provável sutura; estruturas com vergência centrífuga; metamorfismo de fáceis anfibolito sucedeu o plutonismo (1060 Ma); f) Fase distensiva em decorrência da colisão com extravasamento de lavas alcalinas do Grupo Salgueiro (1000 M.a.).

Após a orogenia, e herdando suas estruturas desenvolveu-se o Ciclo Brasileiro com sedimentação hoje restrita, mas com expansão da área afetada por retrabalhamento dínamo-termal. O Cráton do Jaguaribe perdeu sua identidade e o Cráton do São Francisco se restringiu à sua área atual circundado pelos Cinturões Brasilianos.

Referências

ALMEIDA, FERNANDO FLÁVIO MARQUES DE. *Origem e evolução da plataforma brasileira.* Rio de Janeiro: DNPM, 1967, 36p. il (Boletim, 241).

ANGELIM, LUIZ ALBERTO DE AQUINO. *Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil*: carta geológica, carta metalogenética/previsional – Escola 1:100.000 (Folha SC.24–V–A–III Santa Filomena) Estados de Pernambuco e Piauí. Brasília: DNPM/CPRM, 1988 146p. 2 mapas (in bolso) 29,5cm.

BARBOSA, ANTONIO GUEDES. *Programa Levantamento Geológicos Básicos do Brasil*: carta geológica, carta metalogenética – Escola 1:100.000 (Folha SB.257–C–V Limoeiro).

BEURLEN, HARTMUT. *Fazenda Esperança (Bodocó) e Riacha da Posse (Floresta)*: duas ocorrências atípicas de Fe – Ti no Estado de Pernambuco. Refice, 1988. 72p. il. Tese (Professor Titular) – Centro de Tecnologia, Universidade Federal de Pernambuco, 1988.

BRITO NEVES, BENJAMIN BLEY DE. *Regionalizado geotectânica do pré-cambriano nordestino.* São Paulo, 1975. 198p. ilo. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1975.

BRITO NEVES, BENJAMIN BLEY DE; SCHMUS, WILLIAM RANDAL VAN; BASEI, MIGUEL ANGELO STIPP. Contribuição ao estudo da evolução geocronológica do Sistema de Dobramentos Piancó – Alto Brígida. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA 36. 1990, Natal. *Anais do...* Natal: SBG, 1990, 6v il v.6 p.2697–2710.

LEGRAND, JEAN MICHEL & LIEGEOIS, JEAN PAUL. Datação v/pb e Rb/Sr das rochas precambrianas da região de Caicó. Reavaliação da definição de um embasamento arqueano. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 140., 1991, Recife. *Atas...* Recife: SBG, 1991. 383p. il. p.276–278.

MACEDO, MARIA H. DE FREITAS; SÁ JAZIEL MARTINS; KAWASHITA, KOJI. A idade da faixa Orós: dados preliminares. *Revista Brasileira de Geociência*, São Paulo, v.18, n.3, p.362–368, set. 1988.

WANDERLEY, ADEILSON ALVES. *Programa Levantamento Geológicos Básicos do Brasil*: carta geológica, carta metalogenética/previsional – Escola 1:100.000 (Folha SB.24–Z–D–IV Monteiro) Estados de Pernambuco e Paraíba, Brasília: DNPM/CPRM, 1990. 100p. il 2 mapas (in bolso) 29,5cm.

WANDERLEY, ADEILSON ALVES; VEIGA JUNIOR, JOSÉ PESSOA; SANTOS, EDILTON JOSÉ DOS. O Complexo Irajai no contexto evoltivo da Província Borborema. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, 1992, São Paulo, *Boletim de resumos expandidos.* São Paulo: SBG, 1992. 2v il v.i p.302–304.

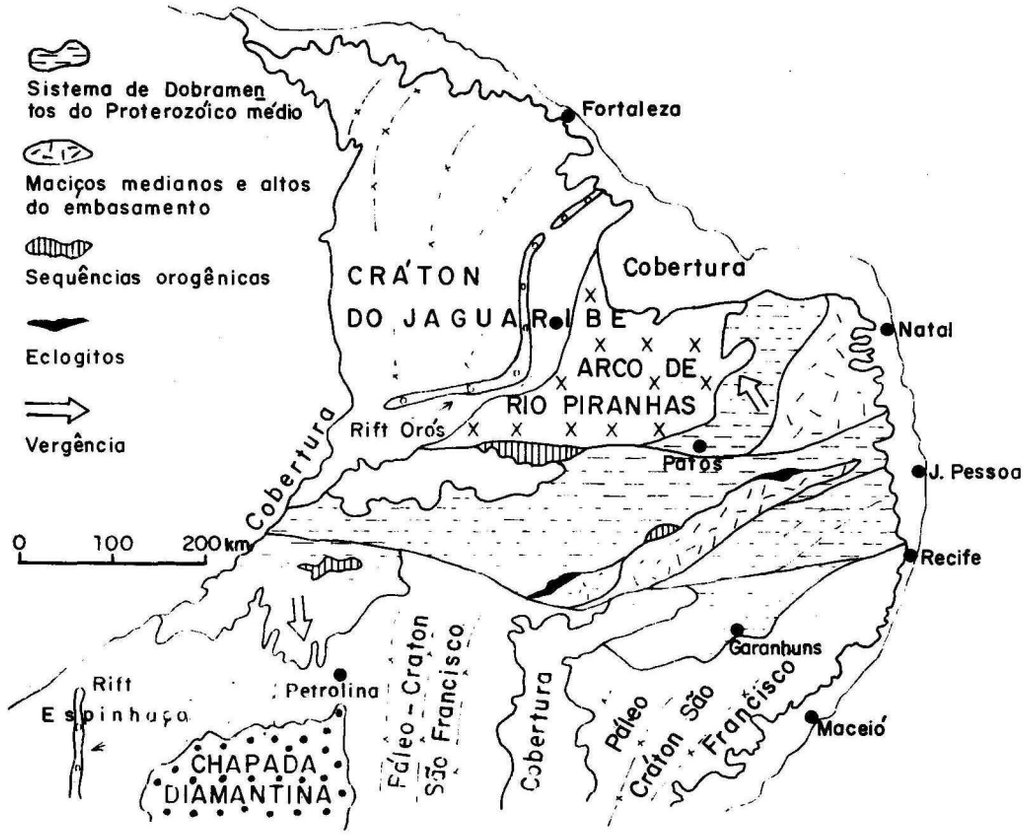


Figura 1 – Elementos da Província Borborema no fim do Proterozóico Médio.

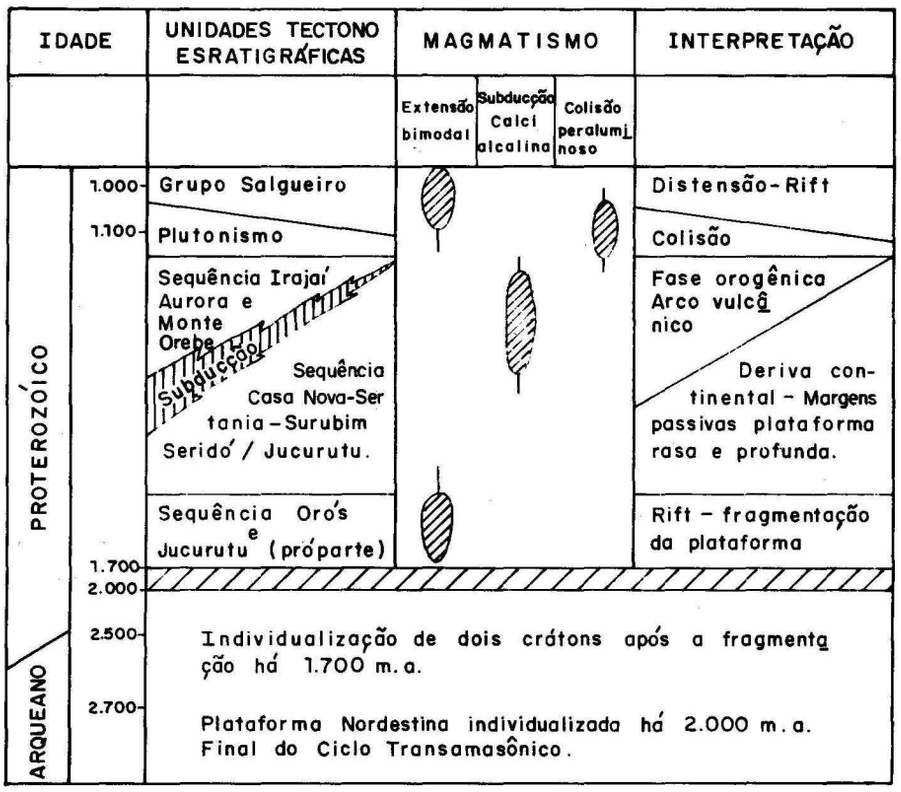


Figura 2 – Evolução dos terrenos Precambrianos Nordestinos no Proterozóico Médio.

COMPARTIMENTAÇÃO GEOTECTÔNICA DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO NA REGIÃO DE SOBRADINHO — BAHIA

Luiz Alberto A. Angelim
Marinho A. da Silva Filho[1]

A área em apreço situa-se na região do Médio São Francisco (Fig. 1) abrangendo parte dos territórios da Bahia, Pernambuco e Piauí, correspondendo, do ponto de vista geotectônico, à margem noroeste do Cráton.

O escopo deste é mostrar a compartimentação dos terrenos cratônicos, as várias seqüências e suítes magmáticas, bem como esboçar as linhas mestras de sua evolução, como uma das províncias geológicas mais significativas e discutidas da plataforma brasileira.

O Núcleo Antigo Petrolina/Juazeiro compõe-se de dois fragmentos, denominados de Fragmento Campo dos Cavalos, a leste, e Fragmento Açude de Pedras a oeste, separados pela Zona Transcorrente Sobradinho. O primeiro fragmento é constituído por rochas da infraestrutura meta-plutônica (ortognaisses bandados a migmatizados de composição tonalítica / granodiorítica/granítica), parcialmente bordejado por uma seqüência metavulcano-sedimentar tipo *greenstone belt* do Complexo Rio Salitre. O conjunto é intrudido por três suítes granitóides, como sejam, ortognaisses leucotonalíticos/granodioríticos,sin-tangenciais, arqueanos; suíte transcorrente do Arqueano superior (2.500 Ma, inf. verbal de Dalton de Souza) e, por último, uma suíte transcorrente transamazônica (2.004 ± 107 Ma, FIGUEIRÔA, 1990). O segundo fragmento é composto predominantemente por litotipos de infraestrutura meta-plutônica bandada, incluindo localmente enclaves correlacionados à unidade metavulcano-sedimentar de médio a alto grau do Complexo Lagoa do Alegre (ANGELIM inéd.), plutons meta-graníticos correspondentes à suíte tangencial arqueana e à suíte transcorrente transamazônica e um enxame de diques básico/ultrabásicos de direção meridiana. Ambos os fragmentos preservam complexos arranjos estruturais, que ressaltam formas amebóides e circulares e bandamentos de postura aproximada ENE-WSW, discordantes do estruturamento NNE-SSW e NE-SW superimposto. A Zona Transcorrente Sobradinho retrabalha, em diversos ciclos tectônicos, litótipos do Núcleo Petrolina/Juazeiro e tem, na suíte granítica transamazônica, o registro mais marcante de uma fase de suas reativações.

O Cinturão Móvel Ponta da Serra constitui uma extensa faixa de direção NNE-SSW que se comporta como um promontório do Sistema Riacho do Pontal, estendendo-se para sul, além dos limites da área, até a serra do Boqueirão, a sudoeste de Xique-Xique (BA). O seu prolongamento sul, embora recoberto pela Chapada Diamantina, é assinalado por feições magnéticas e gravimétricas que se refletem no alinhamento do rio São Francisco. É estruturado em rochas do embasamento ortognáissico bandado, que afloram como mini-fragmentos, permeados por litótipos do Complexo Lagoa do Alegre e ortognaisses intrusivos, numa complexa trama estrutural com uma forte transposição NNE-SSW, podendo tratar-se de raiz de um cinturão móvel. O Grupo Colomi está situado nos domínios deste cinturão, embora suas relações com ele ainda sejam imprecisas.

O Cinturão Móvel Salvador – Curaçá, congrega uma seqüência metavulcano-sedimentar químico-exalativa de médio a alto grau pertencente ao Complexo Tanque Novo, que aflora de modo esparso sobre embasamento tonalítico a leucotonalítico. Está deformado de maneira complexa com indícios de transporte tectônico para oeste. É intrudido por uma suíte granítica de regime tangencial e uma outra posterior, transcorrente (2.056 ± 113 Ma a 1.848 ± 19 Ma).

O Sistema de Dobramentos Riacho do Pontal, limite norte do Cráton, contém seqüências pré-orogênicas de plataforma rasa e profunda, e seqüências orogênicas com meta-vulcânicas básicas toleíticas de baixo potássio e cálcio-alcalinas, além de meta-vulcânicas félsicas e metasedimentos correlatos. Sua deformação e granitogênese registram episódio diastróficos superimpostos desde 968 ± 35 Ma com os granitóides Afeição (ANGELIM 1988) até granitóides do Ciclo

[1]CPRM – Recife Av. Beira Rio, 45 – Madalena Recife,PE 50610-100

Brasiliano. ANGELIM (1992) correlaciona os meta-sedimentos deste Cinturão com aqueles da cobertura terrígena do Grupo Chapada Diamantina.

A isócrona de 3.300 Ma (SANTOS 1990) demonstra que os fragmentos cratônicos são antigos e comparáveis à crosta primitiva, embora FIGUEIRÔA e SANTOS (1993), identifiquem processos de contaminação e retrabalhamento posteriores através de enriquecimento em potássio. As supracrustais de baixo grau que podem ou não ser correlacionadas às de mais alto grau, se assemelham aos *greenstones*, e como tal, já se pode admitir um mecanismo de tectônica de placas para explicar sua implantação. Um registro deve ser feito às *pillows* dos basaltos que denunciam ambiente subaquático. A idade de 2.500 Ma para os granitóides que atravessam por último esse provável *greenstone*, pode indicar a época da sua deformação e da cratonização primitiva.

O desenvolvimento do Cinturão Salvador – Curaçá já pode ser comparado ao dos orógenos proterozóicos. O proto-cráton, a oeste, recém consolidado, serviu como plataforma para este Cinturão. Seu cortejo metavulcano-sedimentar é próprio de zonas internas.

Os sedimentos Colomi poderiam ser os equivalentes plataformais do Cinturão Salvador – Curaçá.

O Cinturão Riacho do Pontal, que limita o Cráton a norte, e seus correlatos têm os registros do ciclo de Wilson (SILVA FILHO 1993) inclusive a sugestiva presença de suturas precambrianas denunciadas por eclogitos e pilhas vulcânicas obductadas.

Referências

ANGELIM, L.A.A. Projeto Mapas Metalogenéticos Previsionais — Escala 1:250.000 (Folha SC.24-V-C Petrolina). CPRM, inéd.

ANGELIM, L.A.A. 1992. Relações tectono-estruturais entre o Cinturão Móvel Riacho do Pontal e o Grupo Chapada Diamantina. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo. *Boletim de Resumos Expandidos.* São Paulo: SBG, 1992. 2v. il. v.1 p. 305-307.

ANGELIM, L.A.A. 1988. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil*: Carta geológica, carta metalogenética/previsional — Escala 1:100.000 (Folha SC.24-V-A-III, Santa Filomena) Estados de Pernambuco e Piauí. Brasília: DNPM/CPRM 146p. il. 2 mapas (in bolso) 29,5 cm.

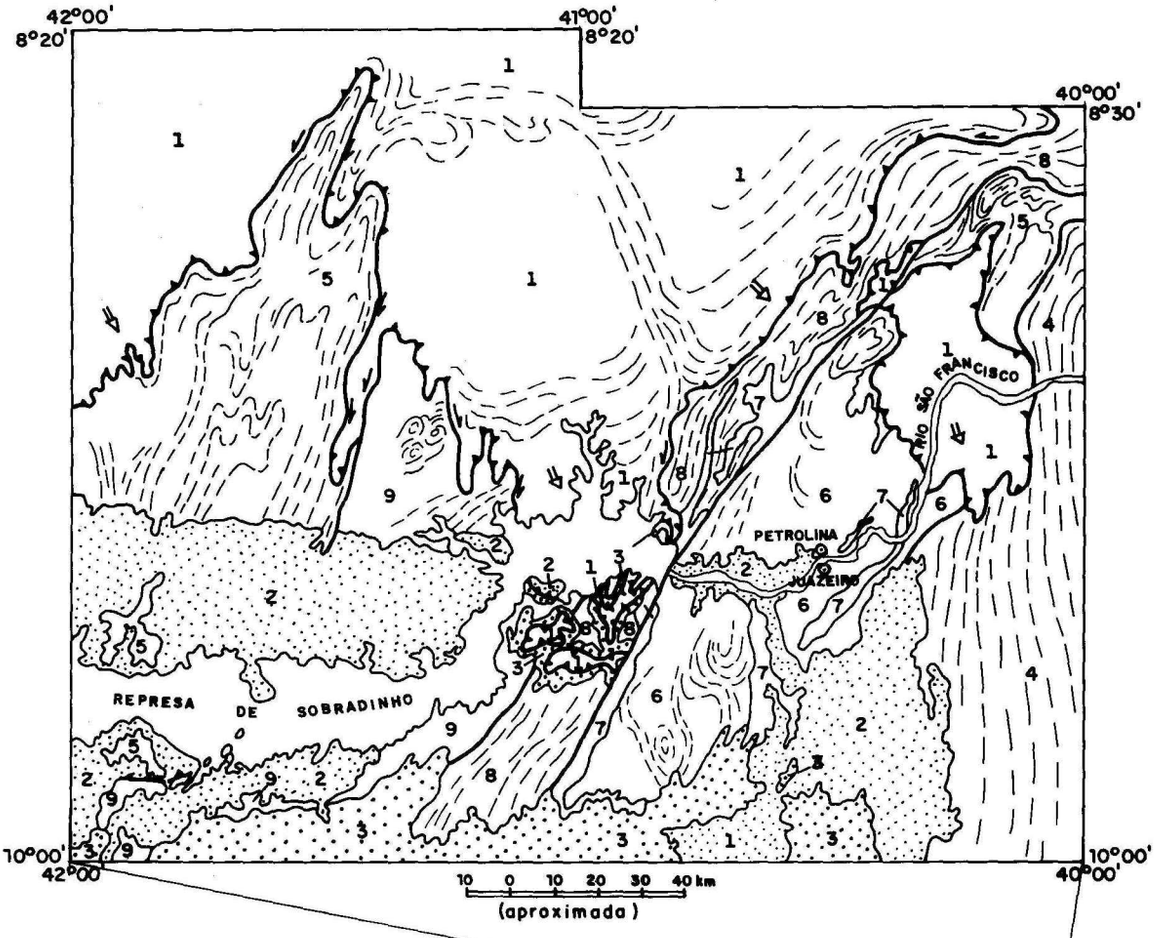
FIGUERÔA, I. & SANTOS, E.J dos. 1993. Características petrogenéticas de uma crosta com 3.3 G.a. na parte norte do Cráton do São Francisco. Recife: CPRM. (Trabalho a ser apresentado no 2ºSimpósio do Cráton do São Francisco, Salvador, agosto de 1993).

FIGUERÔA, I. 1990. *Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil*: carta geológica, carta metalogenética/ previsional — Escala 1:100.000 (Folha SC.24-V-C-III, Petrolina) Estados de Pernambuco e Bahia. Brasília: DNPM/CPRM 108p. il. 2 mapas (in bolso) 29,5 cm.

SANTOS, C.A. dos & SILVA FILHO, M.A. da. 1990. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil*: Carta geológica, carta metalogenética/previsional - Escala 1:100.000 (Folha SC.24-V-A-VI Riacho do Caboclo) Estado de Pernambuco. Brasília: DNPM/CPRM 113p. il. 2 mapas (in bolso) 29,5cm.

SILVA FILHO, M.A. de. O páleo-cráton São Francisco Recife: CPRM, 1993 (Trabalho a ser apresentado no 2ºSimpósio do Cráton do São Francisco, Salvador, agosto de 1993).

DOMÍNIOS TECTONO – ESTRUTURAIS DA MARGEM NOROESTE DO CRATON DO SÃO FRANCISCO



LEGENDA

PROVÍNCIA BORBOREMA

CINTURÃO MÓVEL RIACHO DO PONTAL

1

CRATON DO SÃO FRANCISCO

COBERTURAS SUPERFICIAIS

2

BACIA INTRACRATÔNICA ESPINHAÇO-SÃO FRANCISCO

3

CINTURÃO MÓVEL SALVADOR-CURAÇÁ

4

CINTURÃO MÓVEL PONTA DA SERRA

5

NÚLEO ANTIGO JUAZEIRO/PETROLINA

FRAGMENTO CAMPO DOS CAVALOS C/ "GREENSTONE BELT" ASSOCIADO.

6 7

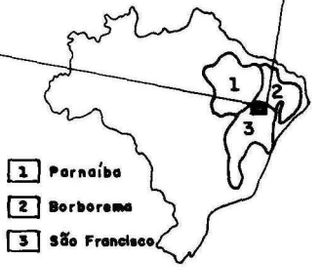
ZONA TRANSCORRENTE SOBRADINHO

8

FRAGMENTO AÇUDE DE PEDRAS

9

- Zona de cizalhamento contracional
- Zona de cizalhamento tipo rampa lateral
- Zona transcorrente
- Lineamento estrutura
- "Klippe"
- Transporte tectônico



PROVÍNCIAS ESTRUTURAIS DO BRASIL
Simplificado de Almeida et al, 1977.

RECONSTRUÇÃO DE UMA BACIA FRAGMENTADA: O CASO DO CICLO DEPOSICIONAL ANDRELÂNDIA

Fabio V.P. Paciullo
Andre Ribeiro
Renato Rodolfo Andreis[1]

Neste resumo apresenta-se o estado de arte da estratigrafia do Ciclo Deposicional Andrelândia (CDA) na região da Folha Barbacena (1:250.000) , sul do Cráton do São Francisco, MG (Fig. 1). O CDA foi definido como constituído por meta-sedimentos proterozóicos, apoiados sobre embasamento gnáissico (Grupo Mantiqueira), faixas *greenstone* (Grupo Barbacena) e sedimentos do Ciclo Deposicional Carandaí (CDC; ANDREIS *et al.* 1989). Suas sucessões foram intrudidas por toleítos continentais (orto-anfibolitos, PACIULLO 1992). Posteriormente, o conjunto sofreu termo-tectonismo atingindo desde fácies xisto-verde até granulito, com geração de granitos anatéticos e corpos ultramáficos alpino-tipos (TROUW 1992).

Falhamentos de empurrão desmembraram as sequências do CDA em três domínios estruturais: um autóctone (I) e dois aloctónes (II e III, RIBEIRO *et al*, 1990). O estudo estratigráfico e a distribuição das litofácies em cada domínio tem permitido uma divisão para o CDA em duas sequências deposicionais, informalmente denominadas de CDA I e II (Fig. 1).

A sequência CDA I está presente nos três domínios, e invadida por enxame de diques e sills toleíticos. No setor de Lima Duarte (domínio III), contém três associações de litofácies, organizadas da base para o tôpo:

1. arenitos feldspáticos, em discordância litológica sobre o embasamento. Apresentam acamamento aparente tabular, fino a médio, rico em interlaminações argilíticas (= gnaisse bandado), podendo conter grânulos e seixos de quartzo, feldspatos, aplito e plutonitos (tonalito, granito).
2. sucessões cíclicas de arenitos feldspáticos e menores proporções de arenitos quartzosos (quartzitos) e pelitos carbonosos (xistos cinzas), com forte lenticularidade dos últimos.
3. a sequência culmina com espessos e extensos corpos lenticulares de quartzitos e poucos pelitos interestratificados, com preservação local de estruturas cruzadas acanaladas. Esta associação falta nos demais domínios.

A sequência CDA II mostra quatro associações litofaciais, sendo que somente no domínio III estão intrudidas por diques e sills toleíticos. Da base para o tôpo aparecem :

a) arenitos quartzosos brancos (quartzitos) contendo escassas camadas finas com abundante rutilo e ilmenita, e intercalações de lentes argilíticas esverdeadas (muscovita-xistos). Os arenitos constituem extensos corpos lenticulares, com acamamento fino até grosso e incluem marcas de onda de correntes, estruturas cruzadas planares com recobrimentos pelíticos e estruturas *hummocky*. Esta associação é restrita ao domínio II (Fig. 1).
b) arenitos quartzosos (quartzitos) e argilitos carbonosos (xistos grafitosos) ou ricos em ferro (cloritóide ou estaurolita-xistos), interestratificados em camadas finas a médias. No domínio I predominam os pelitos carbonosos, enquanto que no domínio II as interestratificações incluem lentes até métricas de arenitos ou de pelitos ricos em ferro.
c) siltitos feldspáticos e argilitos interlaminados. Conforme o grau metamórfico, transformam-se em clorita-biotita-filito laminado (Domínio I) e biotita-xisto/gnaisse fino e homogêneo (todos os domínios). Em Madre de Deus aparecem clastos de granodioritos, gnaisses e metacalcáreos e, em Três Corações, clastos de gnaisses, imersos na matriz pelítica.
d) pelitos (siltitos feldspáticos e folhelhos), transformados em biotita-xistos/gnaisses grossos, com estratificação fina a média relictual (Domínios II e III).

No setor basal são frequentes as intercalações de arenitos quartzosos,com raras estruturas acanaladas. Aparecem também esporádicas camadas lenticulares, até métricas, de rochas calcio-silicáticas e raros gonditos, que podem representar antigas camadas ou concreções margosas e *chert*.

[1] Depto. Geologia - IGEO/UFRJ

Apesar do estilo tectônico, as sucessões do CDA I são reconhecidas em todos os domínios. Já o CDA II, só é completo juntando-se a estratigrafia dos três domínios (Fig. 1).

Assim, no domínio II, a sucessão "a-b-c" repousa sobre o CDA I. No domínio I, a sucessão "b-c" repousa sobre o CDA I e o embasamento (Madre de Deus), e sobre as rochas do CDC (sul de São João del Rei). A associação "c" ultrapassa os limites de "b", recobrindo o embasamento em *on lap* (Itumirim e Barbacena) e o CDC, em *top lap* (Barroso). No domínio III, aparece "c-d" (setor de Andrelândia) ou "d" (setor Aiuruoca) em *down lap* acima do CDA I. A distribuição dêste último e, em particular, as relações das associações litofaciais do CDA II em *top lap* ao norte e de *down lap* ao sul da área (Fig. 1) permitem identificar, junto com as duas fases magmáticas toleíticas, a existência de uma discordância que os separa. O fato das sucessões do CDA I não recobrirem os ciclos deposicionais mais antigos, mostra a existência de um Alto Estrutural ao norte (Fig. 1), porém, ultrapassado pelas sucessões "b-c" do CDA II.

Devido à deformação do acamamento e escassez de estruturas primárias, as interpretações paleoambientais baseam-se principalmente nas associações litofáciais. No CDA I, os arenitos feldspáticos têm características petrofaciais e geoquímicas que indicam derivação a partir das rochas do embasamento. O paleoambiente deposicional parece ter sido continental (sistema fluvial ?).

O progressivo enriquecimento em arenitos quartzosos e pelitos, resulta de processo transgressivo, através de breves invasões periódicas de um mar raso, concomitante ao retrabalhamento das fácies continentais e aporte do embasamento. Os arenitos quartzosos e pelitos carbonosos sugerem barreiras e lagunas associadas. Os espessos corpos de quartzo-arenitos mostram a culminação do processo transgressivo, com o estabelecimento de plataformas rasas. As associações litofaciais do CDA II formam uma sequência grano e estratodecrescente para o tôpo. Os quartzo-arenitos (a) representam um primeiro evento transgressivo em plataformas rasas, com geração de barras sob condicões mareais ou tempestíticas. A sucessão seguinte (b) sugere um breve descenso do nível do mar, com barreiras ou ilhas de barreiras (quartzitos) separando ambientes restritos (lagunas?) com abundante material carbonoso e ferruginoso (xistos). A sucessão pelítica seguinte (c–d) indica brusca transgressão interrompida por breve regressão (quartzitos). O afogamento do sistema litorâneo é concomitante a mudanças no aporte detrítico mantidas em todo pacote. As sucessões do CDA I e II foram depositadas em bacia intracratônica, numa margem continental passiva com rampas laterais (ausência de fácies de talude e fundo). O CDA I representaria a fase inicial de abertura (rifte ?) e o CDA II, o franco desenvolvimento desta bacia em condições marinhas mais fundas.

Referências

ANDREIS R.R.; PACIULLO, F.V.P.; RIBEIRO, A. 1989. Caracterização preliminar dos Ciclos Deposicionais Proterozóicos no sudeste de Minas Gerais. Bol. Simp. Geol. Sudeste, SBG RJ-SP; p. 101–103.

PACIULLO, F.V.P. 1992. Orto-anfibolitos no Ciclo Deposicional Andrelândia : assinatura química e ambiente tectônico. 37º Congr. Bras. Geol., SBG SP, São Paulo, vol.2, p.28–29.

RIBEIRO, A.; PACIULLO, F.V.P.; ANDREIS, R.R.; TROUW, R.A.J.; HEILBRON M. 1990. Evolução policíclica ao sul do Cráton do São Francisco : análise da região São João del Rei – Andrelândia. Anais 36ºCongr. Bras. Geol. Natal-RN, vol.6, p. 2941–2951.

TROUW, R.J.A. 1992. Evolução tectônica ao sul do Craton do São Francisco, baseada em análise metamórfica. 37ºCongr. Bras. Geol., SBG SP, São Paulo, vol. 1, p.327.

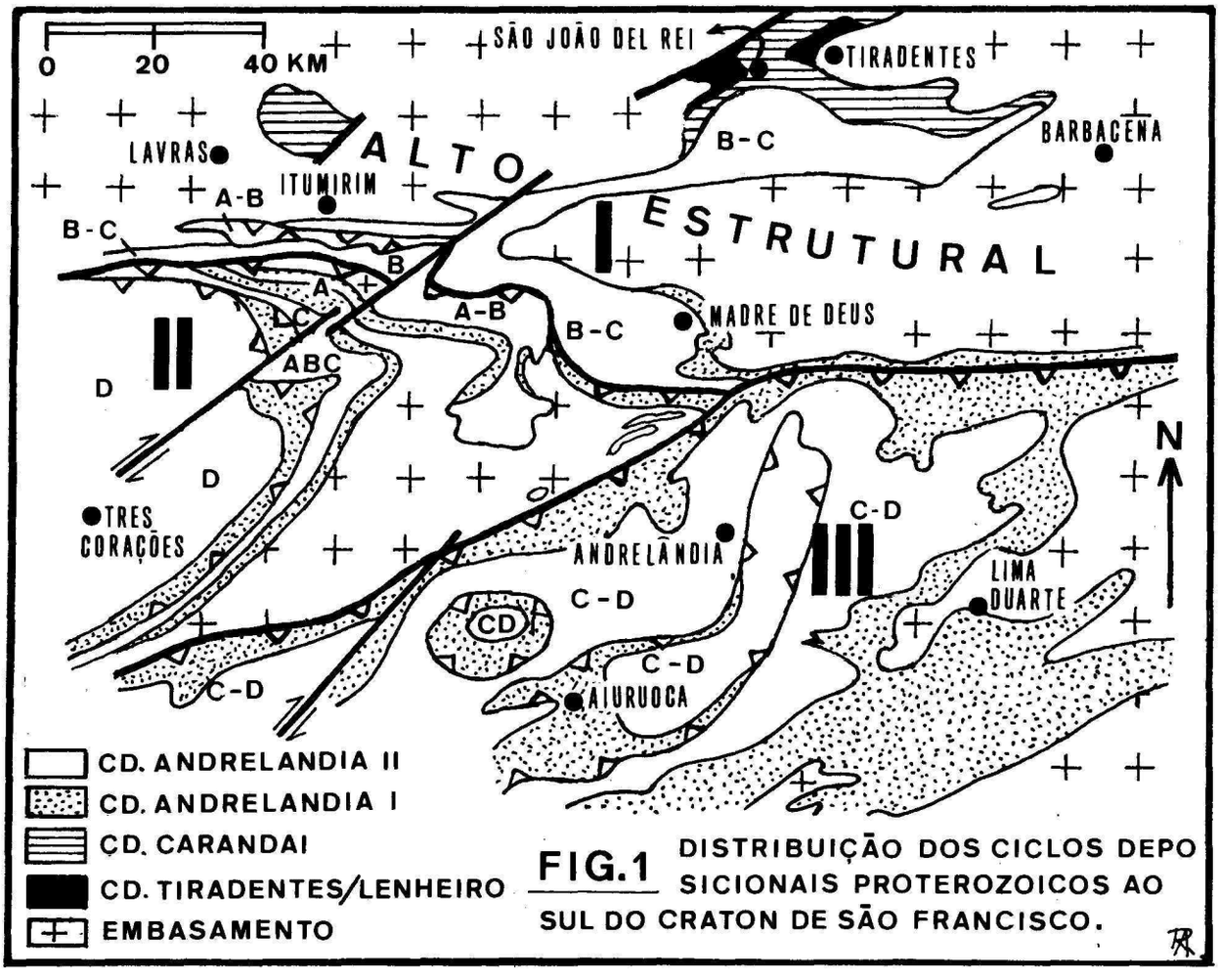


FIG.1 DISTRIBUIÇÃO DOS CICLOS DEPOSICIONAIS PROTEROZOICOS AO SUL DO CRATON DE SÃO FRANCISCO.

REATIVAÇÃO DO EMBASAMENTO PRÉ-CAMBRIANO DURANTE A ABERTURA CRETÁCEA DO RIFTE DO RECÔNCAVO-TUCANO-JATOBÁ, NE BRASIL

Luciano P. Magnavita[1]

1. Introdução.

A reativação de estruturas preexistentes durante o processo de rifteamento tem sido amplamente discutida. Entretanto, a geração de sistemas de fraturas no embasamento durante a abertura de bacias do tipo rifte raramente têm sido reconhecidos (LAUBACH & MARSHAK 1987). Tomando-se a região do rifte do Recôncavo-Tucano-Jatobá (RTJ) como área tipo, a mecânica da reativação de estruturas preexistentes e a criação de novos *trends* Cretácicos no embasamento adjacente são aqui brevemente discutidos.

2. Domínios estruturais no embasamento.

Os vários *trends* presentes no embasamento estão contidos em seis domínios estruturais pertencentes às províncias do São Francisco e da Borborema. Esses domínios são individualizados em bases litológicas, estruturais e geocronológicas, o que lhes confere diferentes comportamentos reológicos, sendo aqui denominados Granulítico Atlântico, Serrinha, Faixa Sergipana[2], Antefossa Sergipana, Maciço Pernambuco-Alagoas e Zona de Cisalhamento Pernambuco-Paraíba. Cada um desses domínios apresenta foliações, zonas de cisalhamento, contatos litológicos e sistemas de fraturas que fortemente controlaram a orientação de falhas de borda e zonas de acomodação ao longo do RTJ.

3. Mecânica da reativação de superfícies preexistentes.

Em áreas extensionais, o critério de Coulomb para a reativação de uma superfície de anisotropia depende fundamentalmente da relação espacial entre o esforco (*stress*) principal máximo (σ_1) e a superfície considerada. Teoricamente, σ_1 é vertical e, para rochas homogêneas e isotrópicas, o critério afirma que dois planos conjugados (θ_m) mergulhando a 30° de σ_1 serão formados durante o fraturamento (Fig. 1a). Consequentemente, para corpos rochosos anisotrópicos, planos potenciais inclinados 60° em relação à horizontal serão favorecidos para reativação (plano a na Fig. 1a). Utilizando-se o círculo de Mohr, pode-se verificar que existe um ângulo crítico (θ_c) acima do qual a criação de uma nova falha prevalecerá sobre a reativação de uma preexistente. Desse modo, para que um plano preexistente b seja reativado, sua inclinação (α) deverá ser dada por:

$$\alpha = \frac{\pi}{2} - \{\frac{\pi}{6} \pm [\frac{1}{2}\cos^{-1}(1 - \frac{(1-\tau_1/\tau_0)}{(1+\mu\sigma_0/\tau_0)})]\}$$

onde μ = ângulo de fricção interna; τ = esforço de cisalhamento; σ = principal esforço normal.

Neste trabalho, admite-se que as estruturas do RTJ que seguem superfícies de anisotropia prévias estão reativando planos orientados a um ângulo menor do que o ângulo crítico (θ_c). Alternativamente, sugere-se que onde uma determinada falha não segue uma superficie de fraqueza preexistente, o critério de Coulomb para materiais isotrópicos foi seguido e a falha sob consideração foi formada exclusivamente pelo processo de rifteamento.

[1]Petrobrás/Dexba — Salvador

[2]A Faixa Sergipana está sendo subdividida em duas faixas de dobramentos distintas por Destro et al. em outro trabalho apresentado neste Simpósio

4. Controle do embasamento sobre falhas de borda e zonas de acomodação.

O controle exercido pelo embasamento é evidenciado pelo paralelismo entre seus traços estruturais e o arcabouço do RTJ. Em relação às falhas de borda e zonas de acomodação, isto claramente ocorre, nas porções sul, centro-norte e extremo norte do rifte (Fig. 1b).

De acordo com o grau com que seguem anisotropias pretéritas, as falhas de borda podem ser classificadas como (1) fortemente controladas, (2) moderadamente controladas e (3) não-controladas. Fortemente controladas são aquelas paralelas (direção e mergulho) a *trends* do embasamento. Exemplo dessas são as falhas de Salvador e Inhambupe, ao sul, e a Falha de Ibimirim, ao norte, paralelas à foliação do cinturão Granulítico Atlântico e à zona de cisalhamento do Lineamento de Pernambuco, respectivamente. Falhas de borda moderadamente controladas são aquelas cujos traços orientam-se a ângulos agudos ($< 45°$) em relação a estruturas do embasamento e, assim, estariam controladas por estruturas mais profundas. O melhor exemplo é a Falha de Adustina no Tucano Central, onde é possível que estruturas subjacentes às supracrustais da Faixa Sergipana e aos sedimentos da Antefossa Sergipana sejam responsáveis por seu controle. Falhas de borda não-controladas são aquelas cujos traços estão orientados a ângulos sub-ortogonais ($> 45°$) a *trends* do embasamento. O melhor exemplo é a Falha de São Saité no Tucano Norte, sub-ortogonal à Faixa Sergipana, relação espacial sugestiva de um segmento exclusivamente formado em resposta à extensão Cretácica.

Os altos estruturais são as zonas de acomodação mais fortemente controladas pelo embasamento. O exemplo mais flagrante é o Alto de Aporá que separa as bacias de Tucano e Recôncavo, o qual seria formado pela reativação da foliação dos granulitos e zonas de cisalhamento que ocorrem no domínio Granulítico Atlântico. Controle de embasamento é também sugerido pelo paralelismo da Zona de Acomodação do Vaza-Barris com as zonas de cisalhamento NW–SE da Faixa Sergipana. Entretanto, quando analisado em mais detalhe, este controle não é tão óbvio uma vez que as zonas de cisalhamento e suas falhas espacialmente relacionadas (Belo Monte/Jeremoabo e São Miguel/Caritá) mergulham para direções opostas. Explicações para essa incompatibilidade incluem (1) reativação de zonas de fraqueza do embasamento mais antigo abaixo das supracrustais da Faixa; (2) reativação de superfícies com vergência localmente contrárias às da Faixa, tais como ramos de estruturas-em-flor de zonas transpressionais.

5. Formação de estruturas cretácicas no embasamento.

Os efeitos do rifteamento no embasamento são evidenciados, em imagens de satélite e no campo, por feições rúpteis tais como cisalhamentos do tipo *Riedel*, estruturas plumosas e superfícies polidas estriadas, observados no Maciço Pernambuco-Alagoas e no Lineamento de Pernambuco. O exemplo mais significativo é dado por mega-cisalhamentos orientados *en échelon* ocorrentes no Maciço PE–AL. Essas mega-*Riedels* deslocam todos os traços Pré-cambrianos e preservam *inselbergs* de sedimentos Paleozóicos junto às mesmas, indicando um movimento extensional oblíquo após a deposição dos estratos Paleozóicos.

Do ponto de vista mecânico, o Maciço PE–AL, intensamente intrudido por granitóides brasilianos, teria funcionado como um corpo relativamente isotrópico durante a tentativa inicial de abertura do RTJ. Nessa fase precoce, o bloco de embasamento ao norte do Lineamento de Pernambuco teria ficado relativamente imóvel quando comparado ao bloco situado ao sul, o qual teria se deslocado para a leste, submetendo a região a um regime de cisalhamento simples sinistral. Dessa forma, antes que uma falha principal prevalecesse e concentrasse o movimento na região das atuais bacias de Jatobá e Tucano Norte, a deformação teria ocorrido de maneira distribuída, originando mega-cisalhamentos levógiros.

Um outro efeito do rifteamento é indicado pela presença de diques de diabásio em ambos os lados do RTJ. A ocorrência mais impressionante refere-se a diques posicionados ao longo de uma anomalia magnética de cerca de 80 km de extensão, orientada NE–SW no embasamento a leste do rifte, na passagem Tucano Central/Tucano Norte. Em lâmina delgada, o diabásio apresenta estrutura subofítica original e datação K/Ar indica uma idade mínima de 105 ± 9.5 (Aptiano-Albiano). Do lado oeste, além de um dique de 5 km de comprimento orientado ENE–WSW, datado pelo método K/Ar em 73 Ma, ocorre um enxame de diques no Cráton de Serrinha. As

poucas datações existentes indicam idades do Proterozóico médio para algumas dessas intrusivas; entretanto, a ausência de cataclase em várias outras sugere um posicionamento durante uma fase tardia, possivelmente Mesozóica. Apesar de ainda não haver datações que comprovem esta idade, a ocorrência dessas rochas hipoabissais adjacentes à região na qual as falhas de borda do RTJ têm sua polaridade invertida pela Zona de Acomodação do Vaza-Barris, sugere uma relação temporal e espacial do magmatismo com o rifteamento, como é verificado em outros riftes intracontinentais.

Referências

LAUBACH, S.E. & MARSHAK, S. 1987. Fault patterns generated during extensional deformation of crystalline basement, NW Scotland. In: Coward, M.P.; Dewey, J.F. and Hancock, P.L., eds., Continental Extensional Tectonics, Geol.Soc. Spec. Publ. Nº. 28, pp. 495–510.

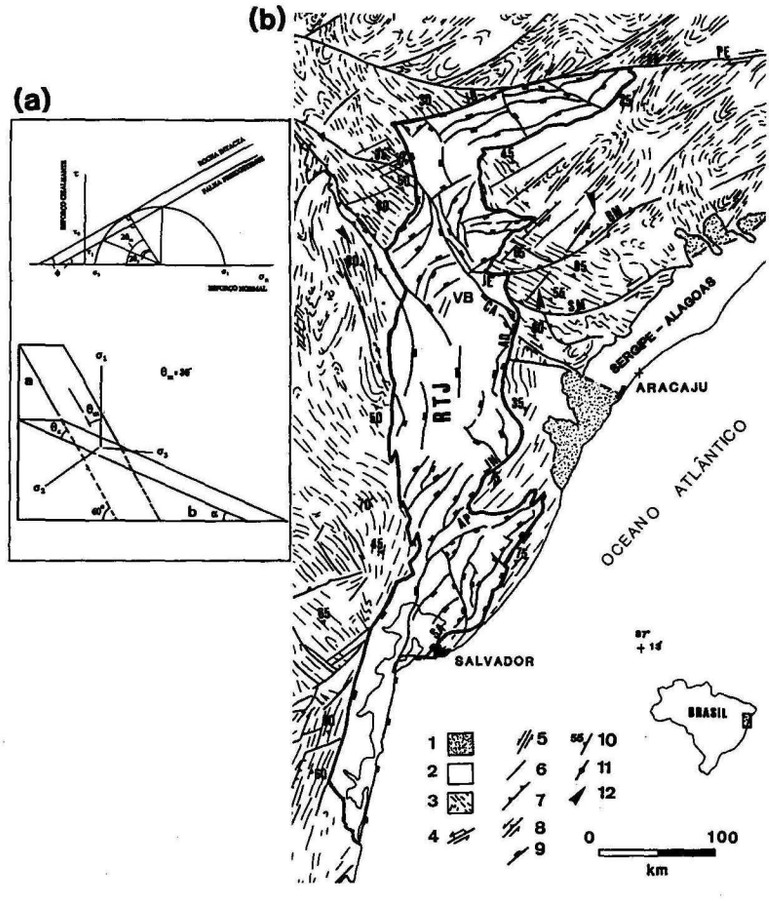


Figura 1. Controle do embasamento sobre o RTJ. (a) Reativação de plano de fraqueza preexistente. σ_1, σ_2 e σ_3: maior, intermediário e menor esforços normais principais; θ_m: ângulo mais provável para reativação; θ_c: ângulo crítico para reativação; α: mergulho mínimo para que um plano a seja reativado. (b) Arquitetura estrutural do RTJ comparada com *trends* do embasamento. SA: Falha de Salvador; IN: Falha de Inhambupe; AP: Alto de Aporá; AD: Falha de Adustina; CA: Falha de Caritá; JE: Falha de Jeremoabo; VB: Zona de Acomodação do Vaza-Barris; SS: Falha de São Saité; IB: Falha de Ibimirim; PE: Lineamento de Pernambuco; BM: Falha de Belo Monte; SM: Falha de São Miguel do Aleixo; 1: cobertura Cenozóica; 2: RTJ e Bacia de SE–Al; 3: traços de foliação; 4: falha extensional oblíqua; 5: zonas de cisalhamento direcionais (dúctil ou rúptil); 6: lineamento; 7: falha de empurrão; 8: falha oblíqua inversa; 9: falha extensional; 10: mergulho da foliação; 11: foliação vertical; 12: diques de diabásio.

NEOTECTÔNICA E TECTÔNICA RECORRENTE NA PORÇÃO SUL DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO

Allaoua Saadi[1]

A extremidade meridional do CSF, ao sul da represa de três Marias, é marcada por uma série de evidências diretas e indiretas — sedimentológicas, morfológicas e geofísicas — que comprovam a atuação de uma importante atividade neotectônica, enquanto mais uma etapa de uma tectônica recorrente desde o Pré-cambriano até o Quaternário. A organização das evidências de campo e das interpretações permite mostrar que a atividade neotectônica tem expressões diferenciadas em função das estruturas anteriores que assumiram o controle de sua atuação.

O primeiro tipo de expressão, e também o mais marcante, resulta da reativação de descontinuidades crustais lineares correspondentes a zonas de cisalhamento instaladas no Précambriano, localizadas em meio à área cratônica ou em suas margens (Fig. 1).

a) A Descontinuidade Crustal do Alto Rio São Francisco (DCARSF), com 50 km de largura, corta a extremidade meridional do CSF em direção N50W, paralelamente aos alinhamentos magnéticos conhecidos na região, iniciando-se em São João del Rei e penetrando o Estado de Goiás. Anteriormente ao Cenozóico, essa direção foi marcada, na sua porção SE por intrusões básicas de idades proterozóicas a mesozóicas, enquanto no Oeste Mineiro parece controlar as ocorrências de intrusões alcalinas e kimberlitos, além dos diatremas de Bambui, todos de idade cretácea. Ainda na sua porção SE, a sul de Oliveira, ocorre um *graben* de direção N50W, preenchido por depósitos flúviais e flúvio-lacustres, provavelmente de idade cretácea, afetados por falhas normais, inversas e estruturas de fluidização relacionadas com instabilidade sísmotectônica (SAADI 1991).

As evidências neotectônicas são representadas, em primeiro lugar, por dois *grabens* de direção N30W (a SW de Arcos) e N45W (a NE de Doresópolis), os quais comportam sequências aluviais pleistocênicas de planícies sobrepostas a leques, onde a análise microtectônica (método de Arthaud) permitiu determinar uma tectônica de transcorrências, associada a compressão NW–SE. Em segundo lugar, ocorrem numerosos falhamentos e basculamentos sin e pós-sedimentares em depósitos aluviais pleistocênicos dos rios Ajudas (NE de Bambui), São Domingos (N de Arcos), Jacaré (próximo a Oliveira). Deformações tectônicas em depósitos aluviais e coluviais ocorrem também, sob forma de falhas normais próximo a Divinópolis e Nazareno, de basculamentos próximo a Campo Belo, de falhas inversas próximo a Lagoa Dourada, de falhas transcorrentes próximo a Resende Costa, entre outras. Em terceiro lugar, deve-se ressaltar as feições morfotectônicas geradas pela reativação desta estrutura: controle do *karst* mais recente de Pains pela direção N50W superimposto ao controle mais antigo da direção N70W, alinhamento de cristas N50W formando escarpas meridionais de blocos basculados em direção NE, importantes deflexões dos rios que a atravessam, estabelecimento de um divisor de drenagem retilíneo entre as bacias dos rios São Francisco e Grande.

b) A Descontinuidade Crustal do Alto Rio Grande (DCARG), de direção N60E, estabelece o limite meridional do CSF, na região de São João del Rei, e corresponde à *Zona Rúptil Mogi Guaçu-Carandaí* de WERNICK* *et al.* (1981), ou *Zona de Transcorrências de Três Corações-São João del Rei* de HASUI* *et al.* (1990). Trata-se de uma zona de cisalhamento précambriana com comprimento de 250 km, entre Ouro Fino e Carandaí, possuindo uma largura média de 5 km em seu trecho NE, entre Itutinga e Carandaí. Os indícios de movimentação tectônica posterior são representados pelos diques de diabásios, que atravessam a cidade de São João del Rei em direção NNW e cuja idade é considerada mesozóica.

A atividade neotectônica é expressa no trecho NE pelo *Rift de são João del Rei* (SAADI 1991), de idade pliocênica, composto pelas bacias de Prados, Baixo Rio Carandaí e Rio das Mortes e pelo Domo de São Sebastião da Vitória. As bacias, mergulhando para NW, constituem

[1]Instituto de Geociências, CPMTC, UFMG

*Referências citadas em ONASCH & KAHLE 1991 e em SAADI 1991.

meio-*grabens*, alinhados na direção N60E e separados por falhas de direção NW a NNW, foram gerados em regime transtrativo, sendo preenchidos por fluxos de detritos e lama, em espessura superior a 100 m. Esforços transpressivos posteriores imprimiram deformações por falhamentos inversos e transcorrentes, e dobramentos. O Domo de São Sebastião da Vitória representa uma inversão de uma quarta bacia por uma falha em flor positiva, relacionada com a fase transpressiva e resultando em um levantamento de no mínimo 200m. É importante ressaltar a implantação de veios de quartzo no meio dos sedimentos pliocênicos.

No trecho SW, uma das transcorrências N60E imprimiu uma série de falhas com movimentação oblíqua em depósitos aluvionares pleistocênicos, aflorando nas margens da BR 381, ao norte de São Gonçalo do Sapucaí. Em direção a SW, ela controla a escarpa da Serra do Cervo, próximo a Pouso Alegre.

A análise microtectônica, realizada para vários locais, indicou esforços compressivos de direção NNW–SSE e distensão NE–SW, associados a tectônica de transcorrências.

O segundo tipo de expressão da atividade neotectônica é observado em um perfil E–W, cortando a área cratônica, entre a Serra da Saudade (Alto Paranaíba) e a Serra do Cipó (Serra do Espinhaço). Nessa área, o embasamento arqueano ainda é coberto pelos meta-pelitos e meta-calcários do Grupo Bambui, afetados por deformações tectônicas (empurrões, sistemas de *duplex*, transcorrências) cuja intensidade decresce do centro para as bordas E e W (MAGALHÃES* 1988; MUZZI MAGALHÃES* 1989).

Ao longo desse perfil, existe uma organização morfotectônica estreitamente vinculada à reativação neocenozóica do conjunto das estruturas antigas. A morfologia é organizada em degraus divergentemente escalonados e basculados do centro em direção às bordas, sendo suas escarpas limítrofes estreitamente relacionadas com as rampas frontais dos sistemas de *duplex*. Os mergulhos acentuam-se também em direção às bordas, com valores globalmente superiores na porção oriental, indicando efeitos mais acentuados dos esforços compressivos responsáveis pela reativação cenozóica.

Esses esforços foram responsáveis pelo arqueamento da porção meridional do CSF em torno de um eixo meridional. O arqueamento é demonstrado por um perfil E–W convexo, cujo eixo é ligeiramente deslocado para o leste.

Por outro lado, as transcorrências E–W, que deslocam a Serra do Cipó, na latitude de Cardeal Mota, mostram evidências de reativação recente em planos estriados impressos nas rochas intemperizadas. Outrossim, na base da Serra do Cipó, depósitos aluviais e de encostas pleistocênicos foram afetados por falhas inversas com vergências para W. No Alto Paranaíba, foram observados falhamentos inversos de sedimentos cretáceos. No norte de Minas Gerais, os sismos de Manga de 1990 foram gerados por falha inversa de direção N e vergência para W.

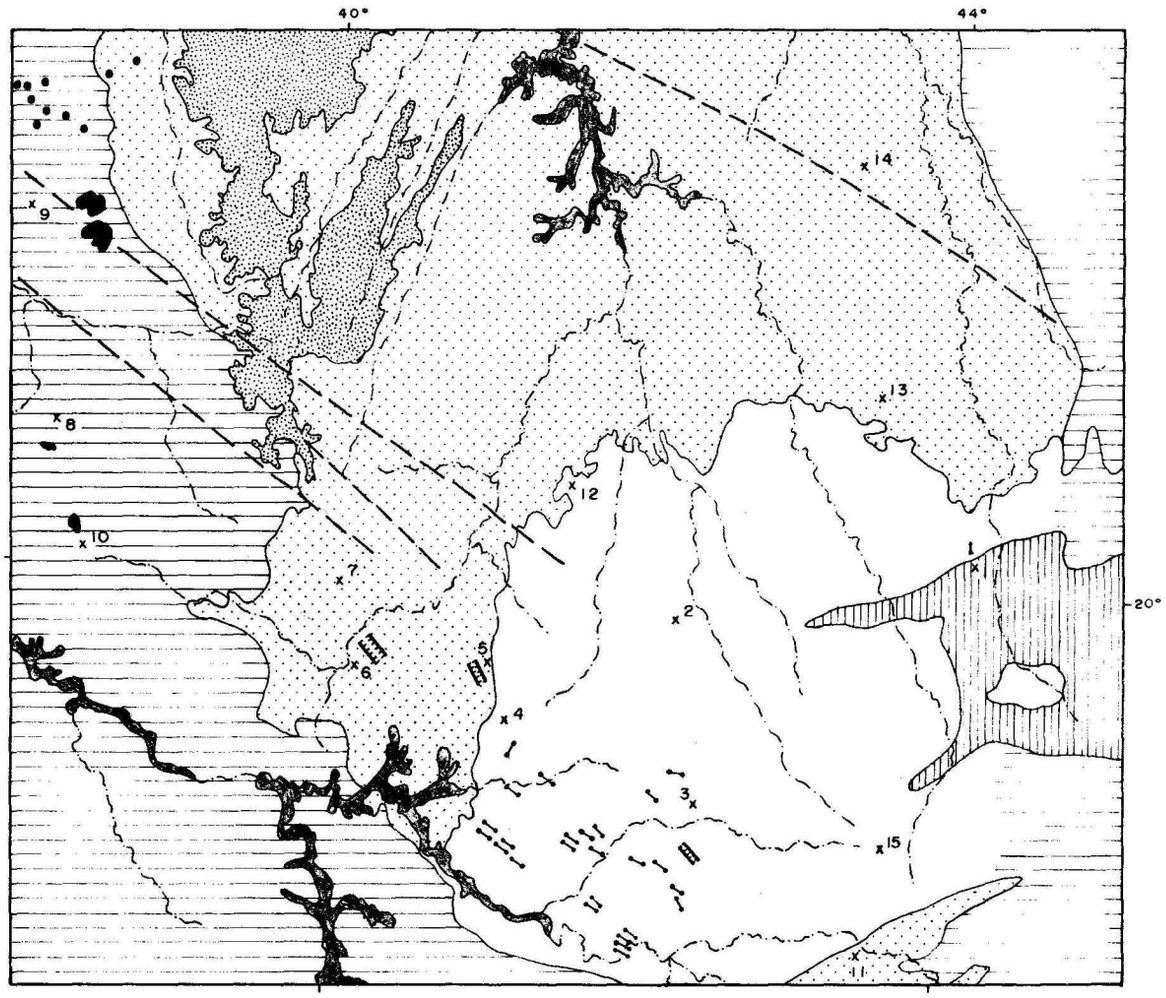
Atividade tectônica recorrente do Précambriano ao Cenozóico, foi reconhecida em áreas cratônicas dos Estados Unidos, entre outros por KELLER* *et al.* (1983), NELSON* & BAUER (1987) e ONASCH & KAHLE (1991).

Referências

ONASCH, C.M. & KAHLE, C.F. 1991. Recurrent tectonics in a cratonic setting: An exemple from northwestern Ohio. Geol.Soc. America Bull., vol. 103, p. 1259–1269.

SAADI, A. 1991. Ensaio sobre a morfotectônica de Minas Gerais. IGC/UFMG, Belo Horizonte-MG, Tese para concurso de Professor Titular, 300 p.

FIG. 1 8 ZONAS DE DEFORMAÇÃO NEOTECTÔNICA NA PORÇÃO SUL DO CRATON SÃO FRANCISCO.



LEGENDA

- CRETÁCEO
- PROTEROZÓICO SUPERIOR
- PRECAMBRIANO REMOBILIZADO
- QUADRILÁTERO FERRÍFERO
- EMBASAMENTO CRATONIZADO
- DIQUES BÁSICOS DE IDADES DIVERSAS
- INTRUSÃO ALCALINA (CRETÁCEO)
- KIMBERLITO (CRETÁCEO)
- ALINHAMENTO MAGNÉTICO
- ZONA DE CONCENTRAÇÃO DE DEFORMAÇÕES NEOTECTÔNICAS
- GRABENS MESOZÓICOS-CENOZÓICOS

N

50 Km

X-CIDADES

1 - BELO HORIZONTE
2 - DIVINÓPOLIS
3 - OLIVEIRA
4 - FORMIGA
5 - ARCOS
6 - DORESÓPOLIS
7 - BAMBUÍ
8 - ARAXÁ
9 - PATROCÍNIO
10 - TAPIRA
11 - SÃO JOÃO DEL REI
12 - BOM DESPACHO
13 - SETE LAGOAS
14 - CURVELO
15 - RESENDE COSTA

SEDIMENTAÇÃO GRAVITACIONAL *VERSUS* GLACIAL NO PROTEROZÓICO SUPERIOR (GRUPO MACAÚBAS) AO LONGO DA TRANSIÇÃO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO – FAIXA ARAÇUAÍ

A. Uhlein[1]
R. Trompette[2]

1. Introdução.

A região enfocada neste trabalho compreende a borda sudeste do Cráton do São Francisco e a porção ocidental da Faixa de Dobramento Araçuaí, no Estado de Minas Gerais. Durante o Proterozóico superior ocorreu, nesta região, uma sedimentação glacio-continental (Fm. Jequitaí) com desenvolvimento de tilitos pouco espessos (0–40m) que transicionam para uma sedimentação glacio-marinha (Gr. Macaúbas), com metadiamictitos, quartzitos e xistos que apresentam grande espessura (alguns milhares de metros) conforme KARFUNKEL & KARFUNKEL (1976), ROCHA CAMPOS & HASUI (1981) e KARFUNKEL & HOPPE (1988). A região estudada neste trabalho corresponde ao domínio de sedimentação glacio-marinha. Diversos autores efetuaram estudos sobre a sedimentação do Gr. Macaúbas neste contexto: DOSSIN (1983) e KARFUNKEL *et al.* (1984) apoiaram este modelo faciológico, enfatizando a origem glacial destes sedimentos, enquanto que DRUMMOND *et al.* (1980), UHLEIN (1991) e MOURÃO & PEDROSA SOARES (1992) reconheceram a importância da sedimentação gravitacional no preenchimento da bacia. O objetivo deste trabalho é retomar este problema e discutir processos de sedimentação relacionados ao preenchimento do rifte Macaúbas (UHLEIN, 1991).

2. Estratigrafia e sedimentologia do Grupo Macaúbas.

Três seções estratigráficas do Gr. Macaúbas são apresentadas na figura 1. As principais litofácies das seções 1 e 2 são: metadiamictitos, quartzitos com estratificação plana e ritimitos, às vezes com seixos e matações pingados. Os metadiamictitos são maciços, localmente estratificados, com espessura de dezenas de metros, apresentando calhaus, seixos e grânulos de quartzitos, granitóide, carbonato, metapelito, etc. e matriz arenosa fina predominante. Os quartzitos apresentam estratificação plano-paralela e são maciços ou gradados. Os metaritmitos apresentam camadas centimétricas e lâminas plano-paralelas de filito quartzoso ou grafitoso e de metassiltito ou quartzito fino alternados. Ambas litofácies podem apresentar, localmente, seixos e calhaus isolados.

A seção 3 mostra metadiamictitos, metaconglomerados gradados, quartzitos lenticulares e tabulares e metaritmitos. Os metadiamictitos aparecem em camadas irregulares com espessura de 1 e 2 até 15 metros. São maciços, com clastos de granitóide, quartzitos, carbonatos e matriz silto-argilosa. Os metaconglomerados suportados pelo clasto apresentam estratificação gradacional e formam camadas lenticulares com 0,30 até 1,50 metros de espessura. Os quartzitos apresentam geometria lenticular e tabular e são gradados, maciços ou estratificados em camadas planas. Os metaritmitos mostram alternância de lâminas argilosas e arenosas finas.

Um modelo deposicional para o Gr. Macaúbas está na figura 2. Observa-se uma zona proximal (A) e uma zona distal (B), com processos de sedimentação não glaciais. Observa-se, também, falhas normais que afetam o embasamento granito-gnáissico e o Supergrupo Espinhaço e que permitiram subsidência diferenciada.

[1]UFMG – IGC/CNPq
[2]USP – IG/CNRS – ORSTOM

3. Conclusão.

Os metadiamictitos descritos acima são interpretados como fluxos gravitacionais de massa (*debris flow*) e os conglomerados, arenitos e ritmitos como produtos de correntes de turbidez. As seções 1 e 2 (relacionadas à zona A) estão caracterizando um ambiente com sedimentação gravitacional (fluxo de detritos e turbiditos finos, distais, não canalizados), com influência glacial (*dropstones*). Observa-se, entre as seções 1 e 2, um considerável aumento na espessura e aparecimento de vulcanismo, indicando maior subsidência para leste. A seção 3 (relacionada à zona B) indica dominância de sedimentação gravitacional, sem nenhuma contribuição glacial (fluxo de detritos, turbiditos grosseiros, às vezes canalizados e turbiditos finos, não canalisados), relacionada a um sistema de falhas normais com proeminente rejeito (paleotalude?). Constata-se, assim, a importância volumétrica da sedimentação gravitacional e a escassez da contribuição glacio-marinha no preenchimento da bacia. Esta sedimentação gravitacional é, em parte, produto de retrabalhamento de material glacial (continental e marinho) inconsolidado.

Agradecimentos: Este trabalho foi financiado pelo CNPq (processo 400080/90), PETROBRÁS e FAPESP (processo 91.0546-2).

Referências

DOSSIN, I. 1983. Geologia, gênese e controle dos depósitos de manganês associados ao Grupo Macaúbas na borda ocidental da serra do Cipó–MG (área do Inhame). Tese de Mestrado, UNB. Brasília, 127pg.

DRUMMOND, J.B.V; SPERLING, E. VON; RAPOSO, F.O. 1980. Projeto Porteirinha – Monte Azul (esc. 1:50000). DNPM/CPRM. Relatório Final, Belo Horizonte.

KARFUNKEL, B. & KARFUNKEL, J. 1976. Estudos petrofaciológicos do Grupo Macaúbas na porção mediana da Serra do Espinhaço, Minas Gerais. In: XXIX Congr. Bras. Geol., Anais, vol 2: 179–188, Ouro Preto.

KARFUNKEL, J.; MOREIRA, P.C.H.; RIBEIRO, M.C.; FRANCO, A.L.C. 1984. aspectos genéticos e deposicionais do Grupo Macaúbas na região da Barragem do Paraúna e sua importância na contribuição para um modelo paleogeográfico e geotectônico. In: XXXIII Congr. Bras. Geol., Anais, vol. 7: 3091–3103. Rio de Janeiro.

KARFUNKEL, J. & HOPPE, A. 1988. Late proterozoic glaciation in Central Eastern Brazil: synthesis and model. Paleogeogr., Paleoclim. & Paleoecol., 65: 1–21.

ROCHA-CAMPOS, A.C. & HASUI, Y. 1981. Tillites of the Macaúbas Group (Proterozoic) in Central Minas Gerais and Southern Bahia, Brazil, In: M.J. Hambrey & M.B. Harland (editors), Earths Pré-Pleistocene Glacial Record. Cambridge Univ. Press., 933–938.

MOURÃO, M.A.A. & PEDROSA SOARES, A.C. 1992. Evidências de sedimentação turbidítica no Grupo Macaúbas, Faixa Araçuaí, Minas Gerais. In: 6º Simp. Geol. Minas Gerais, XXX Sem. Est. da SICEG, Rev. Esc. Minas, vol. 45, nº 01/02; 94–96, Ouro Preto.

UHLEIN, A. & CHAVES, M.L.S.C. 1989. Geologia da borda nordeste da Serra do Espinhaço Meridional: região de Mendanha a São Gonçalo do Rio Preto, MG. In: 5º Simp. Geol. Minas Gerais, SBG–MG, Bol. nº 10: 175–179, Belo Horizonte.

UHLEIN, A. 1991. Transição cráton-faixa dobrada: exemplo do Cráton do São Francisco e da Faixa Araçuaí (Ciclo Brasiliano) no Estado de Minas Gerais. Aspectos estratigráficos e estruturais. Tese de doutoramento, USP, 295 pg.

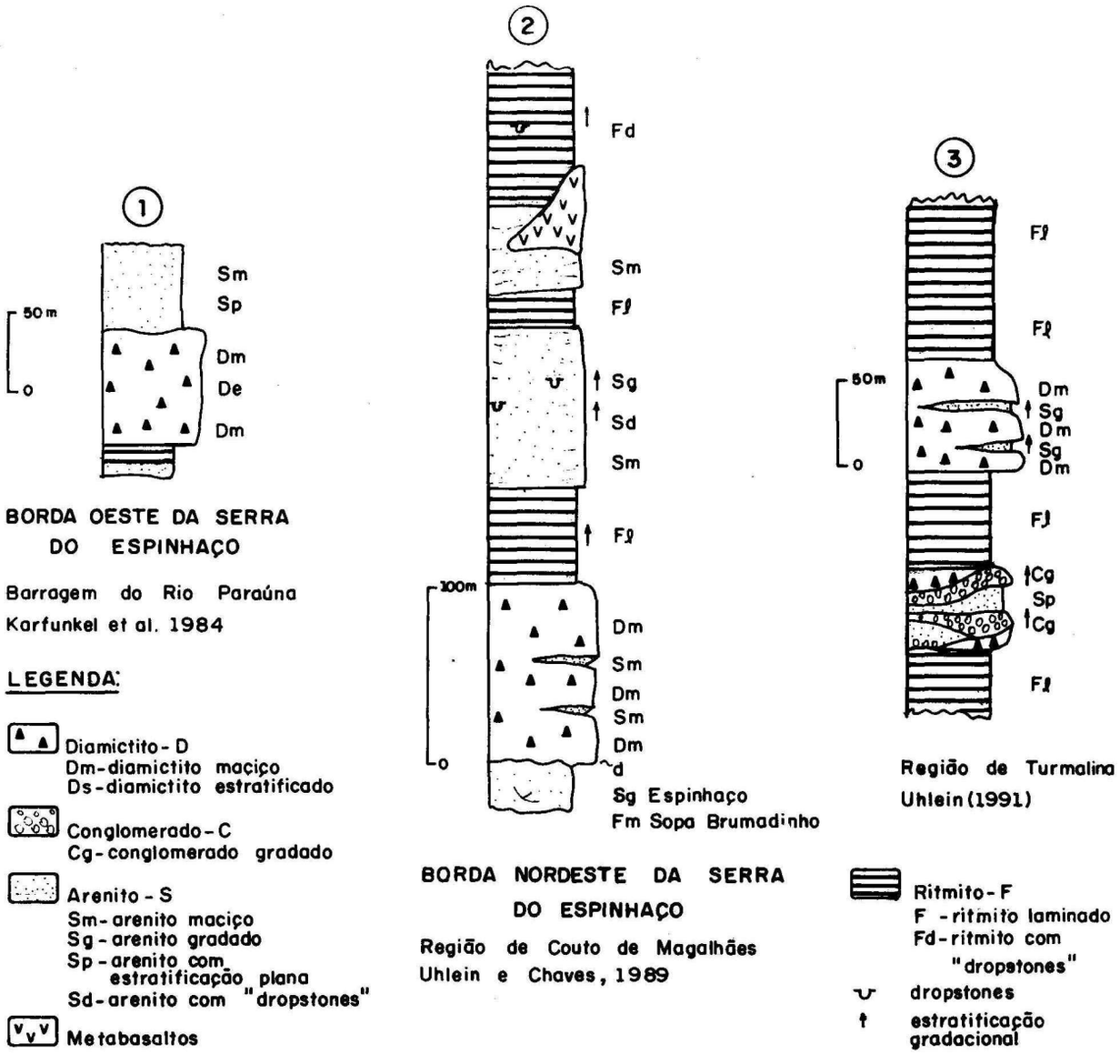


FIGURA 1: SEÇÕES ESTRATIGRÁFICAS NO Gr. MACAÚBAS

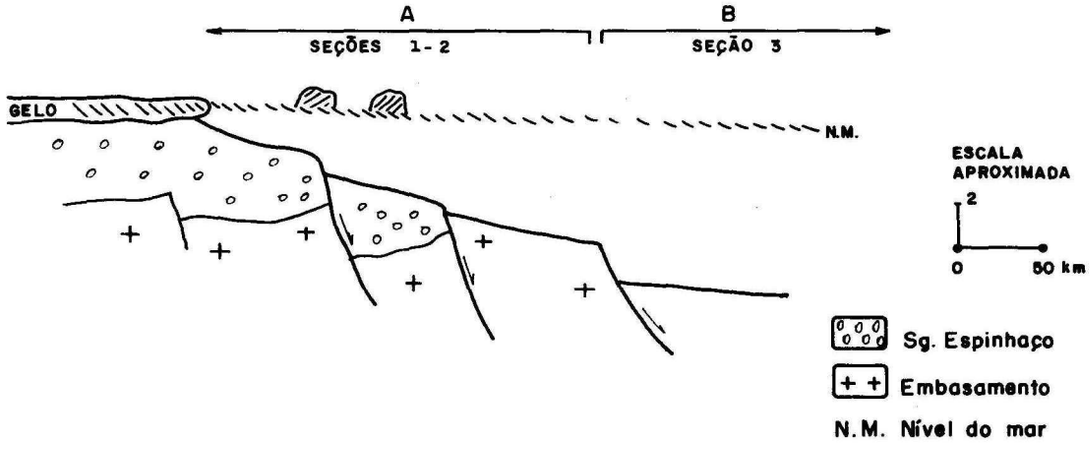


FIGURA 2: MODELO DEPOSICIONAL PARA O Gr. MACAÚBAS (região sul)
Zona A (proximal) - sedimentação gravitacional com influência glacial ("dropstones")
Zona B (distal) - sedimentação gravitacional sem contribuição glacial

CAPÍTULO IV

AS FAIXAS MARGINAIS: LIMITES DO CRÁTON E REPERCUSSÕES NAS ZONAS INTERNAS

IDENTIFICATION OF CRUSTAL BLOCKS IN NORTHEAST BRAZIL USING SM–ND AND U–PB GEOCHRONOLOGY

W. R. Van Schmus[1]
B. B. Brito Neves[2]
P. Hackspacher[3]
M. Babinski[1,2]

We report here initial results from Sm/Nd and U/Pb analyses in the Borborema Province of NE Brasil. The aim of this research is to use these isotopic tools to define the internal architecture of this province, with particular emphasis on delineating the northen margin of domains joined to this margin during the Brasiliano orogeny. In addition, we wish to use these results for better interpretation of correlations with similar terranes in western Africa.

Two principal types of analyses are being used in this phase of our study: (a) U/Pb analyses of zircons extracted from a variety of rocks in the older terranes, including felsic tuffs, pre-Brasiliano granites, migmatites, gneisses, and detrital zircons from meta-sedimentary rocks, and (b) Sm/Nd whole-rock analyses on Brasiliano granites, pre-Brasiliano granite, and host gneisses, metassedimentary rocks, and metavolcanic rocks. Zircon data will constrain original crystallization ages or provenance of the rocks, and Sm/Nd analyses of Brasiliano plutons will constrain the ages of the protoliths from which their magmas were derived. Sm/Nd data on older granites and gneisses help to define the isotopic character of host terranes of the granites. This will allow better resolution of the geologic history of this region and will also allow determination of which previous K–Ar and Rb–Sr results representent real events or which represent disturbed systems.

U/Pb analyses from metavolcanic and granitic rocks in the Sergipano (SDS), Pajeu-Paraiba (SPP), Riacho Pontal (SRP), and Piancó-Alto Brigida (SPAB) fold belts (Fig. 1) demonstrate that these supracrustal rocks formed about 1 Ga (Brito Neves and others, this conference). Basement gneiss and granulite of Early Proterozoic to Archean age are exposed in southern SDS, and basement of the Rio Piranhas massif (RPM) north of Patos Lineament yields Trans-amazonian ages of 2.15 Ga.

Because most of the region has been strongly affected by the ca. 600 Ma Brasiliano orogeny and primary crystallization ages have not yet been determined for many older rock units, we have calculated the Nd compositions at 600 Ma, $\varepsilon_{Nd}(600)$, for rocks analysed, rather then using T (DM) ages, which are susceptible to major uncertainties induced by possible Sm/Nd fractionation during magma genesis (especially true for Brasiliano plutons). Results are summarized in figures 1 to 3, and representative data are presented in Table 1.

There are four groups of $\varepsilon_{Nd}(600)$ shown in Figure 2; these groups correlate well with geology and geography. Two samples (group I) with very low are from gneiss terranes of probable Archean original age (Simão Dias window on the north edge of SFC, and Caldas Brandão massif, CBM, southwest of Natal).

Table 1.

(Fig.3)	Rock Type	Domain	147Sm/144Nd	$\varepsilon_{Nd}(0)$	Age	$\varepsilon_{Nd}(600)$	T(DM)
1	Granite	PEAL	0.0893	−11.8	0.6	−3.6	1.24
2	Granite	RPM	0.0827	−26.9	0.6	−18.2	2.08
3	Gneiss	RPM	0.1076	−28.6	2.15	−21.8	2.71
4	Migmatite	CBM	0.1077	30.5	2.7?	−28.2	3.21

[1]Dept. of Geology, Univ. of Kansas, Lawrence, Kansas, 66045 USA
[2]Inst. Geociências, Univ. de São Paulo, São Paulo-SP-Brasil
[3]Inst. Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Rio Claro, SP, Brasil

In group II, Rio Piranhas massif basement gneisses have zircon ages of 2.15 Ga and $\varepsilon_{Nd}(600)$ of -22 to -24, with T (DM) of 2.6 to 2.7 Ga; the Brasiliano granites intruded into these gneisses have similar Nd(600) (T. 1, Figs. 2, 3), but they have slightly younger T (DM) of 2.3 to 2.5 Ga, suggesting some Sm/Nd fractionation during magma genesis of the Brasiliano plutons (Fig. 3). The Brasiliano plutons of RPM were undoubtedly derived from the Transamazonian basement gneisses of RPM and the Nd in the plutons is a good indicator of the basement age.

Samples of 1 Ga metavolcanic and plutonic rocks from SDS, SRP, SPAB and SPP and samples of Brasiliano granites from these foldbelts and PEAL (group IV) all have much less negative $\varepsilon_N d$ (()) and $\varepsilon_{Nd}(600)$, with T (DM) of 1.2 to 1.5 Ga. A simple interpretation of the Nd data and Braziliano granite genesis implies that there is no Transamazonian or Archean basement underlying these folbelts or most of the PEAL massif. Fig 3 shows representative data, and although there are several possible ways to interpret the differences in $\varepsilon_{Nd}(600)$ between Brasiliano granites of group II and group IV, we believe that the best is the simplest: there is very little to no Early Proterozoic to Archean basement underlying the regions of group IV data. Group III data are similar to group II, but displaced to less negative values. We interpret these data to indicate the presence of older crust, but either with greater involvement of juvenile Brasiliano material or less involvement of Archean material; resolution of this uncertainty must await more data. In general, group IV data support the model of Brito Neves et al (this conference) in which 1.0 Ga rifting was an important tectonic and crust-forming event along the northern edge of the São Francisco Cráton. Furthermore, our data show that significant parts of the Borborema Province are not remobilized Transamazonian to Archean crust, but that Middle Proterozoic crust is a major feature of the Province. There are, however, several small remnants of older crust within the area dominated by Middle Proterozoic crust, suggesting that the rifting event created several small continental fragments that were later incorporated into the Brasiliano collisional orogen.

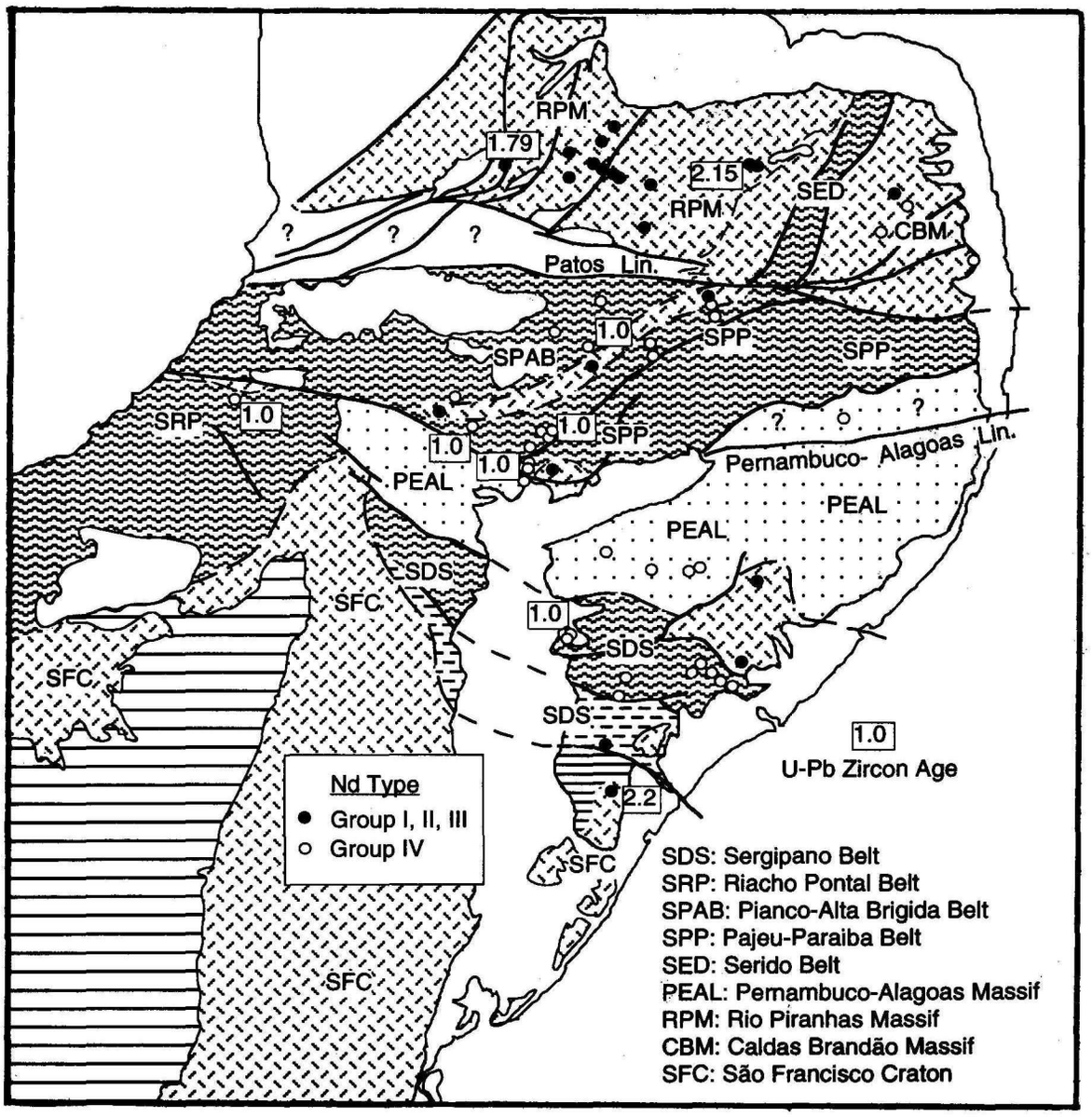


Figure 1. Simplified geologic map of northeast Brasil showing locations of samples and interpretation of results.

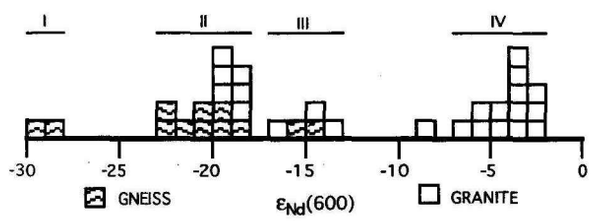


Figure 2

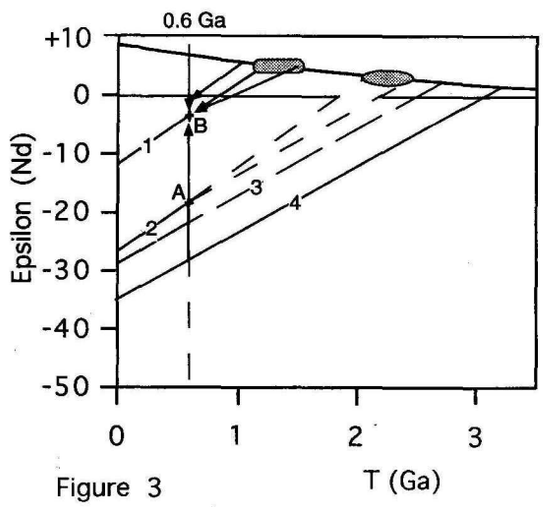


Figure 3

Figure 2. Histogram of Nd (600) for all samples analysed (Fig 1), showing subdivision according to different crustal domains.

Figure 3. Nd evolution diagram for 4 representative samples (Table 1).

O EVENTO DE MAGMATISMO DE 1,0 GA NAS FAIXAS MÓVEIS AO NORTE DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO

B.B. de Brito Neves[1]
W.R. Van Schmus[2]
M. Babinski[3]
T. Sabin[2]

1. Antecedentes.

Evidências de um evento de cerca de 1,0 Ga na Província Borborema apareceram em todas as fases de reconhecimento geocronológico desta província, mas sempre foram considerados de forma secundária, *en passant.*

Em 1984, evidências de campo e dados geocronológicos Rb–Sr levaram BRITO NEVES et al. (1984) a propor um S.A.D.C. — superevento de acresção e diferenciação continental — no embasamento da quadrícula de Salgueiro, sob a designação provisória de *Evento Cabrobó.*

A consecução de dados neste intervalo de tempo persistiu com o advento das técnicas analíticas U–Pb em zircões e vem se constituindo em fato geológico novo, no conhecimento da Província Borborema. Trata-se de um aspecto importante quando do trato desta província e de seu anteparo cratônico ao sul.

2. Proveniência dos Dados.

Os dados obtidos nos últimos três anos advém do trabalho de cooperação entre o Isotope Geochemistry Lab (University of Kansas, Lawrence, KS, USA) e CPGeo/USP, subsidiado pelo NSF e FAPESP, com várias frentes outras de cooperação eventual (CPRM, EMBRAPA, UEPB, UFPE, UFRN, etc), bastante valiosas.

A síntese apresentada corresponde a relatório de progresso, posto que há muitas determinações em andamento e várias questões em aberto. São resultados de determinações U–Pb em zircões de rochas meta-ígneas, das faixas de dobramentos situadas ao norte do Cráton do São Francisco: Riacho do Pontal (SRP), possível continuação de Piancó — Alto Brígida (SPAB), Pajeú - Paraíba (SPP) e Sergipano (SDS).

As rochas selecionadas para determinação de idades foram principalmente ortoderivadas, meta-vulcânicas félsicas dacíticas e riolíticas, bem como *sheets* graníticas e granodioríticas. O vulcanismo parece parte de um magmatismo bi-modal intimamente relacionado aos processos de sedimentação proterozóica. Todas as rochas analisadas apresentavam estruturas tectogenéticas (*S2* bem marcado) plenamente impressas. O co-magmatismo básico, registrado com maior ou menor frequência, não foi ainda abordado e datado devido às limitações do método U–Pb para tais rochas.

Em algumas faixas, em SRP (Monte Orebe) e SPP (Complexo Irajaí, algumas secções), o magmatismo basáltico toleítico assume grande importância, e a sugestão para vestígios oceânicos tem aflorado ocasionalmente.

As associações sedimentares interdigitadas com o vulcanismo bi-modal são próximas daquelas descritas como BVAC por CONDIE (1989), com predomínio de terrígenos clásticos, imaturos (arcóseos, quartzitos feldspáticos e maturos (turbiditos). Em direção aos domínios cratônicos ao sul, são encontradas gradações para associações QPC — (quartzitos, pelitos e carbonatos) — que passam a dominar amplamente, mas com restrições no contingente vulcânico.

De modo geral, a partir do cráton para o interior das faixas móveis observa-se a gradação de predomínios de margens cratônicas (QPC) para ambientes distais com ativo vulcanismo

[1]Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, SP
[2]Dept. of Geology, University of Kansas, Lawrence, KS, USA
[3]Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares — IPEN/USP, SP

félsico e bi-modal (BVAC), com zonas locais de associações vulcânicas, *greenstone* ou *ofiolito*, na concepção de CONDIE (1989).

As associações de Monte Orebe (ANGELIM *et al.* 1988), Irajai (VEIGA & FERREIRA 1990) e Canindé (vários autores) serão alvos naturais das fases subseqüentes da pesquisa.

3. Resultados Obtidos.

Os resultados obtidos pelo método U–Pb nas quatro faixas estão representados na Figura 1, onde uma discórdia de 1,0 Ga foi definida a partir de mais de 35 análises pontuais.

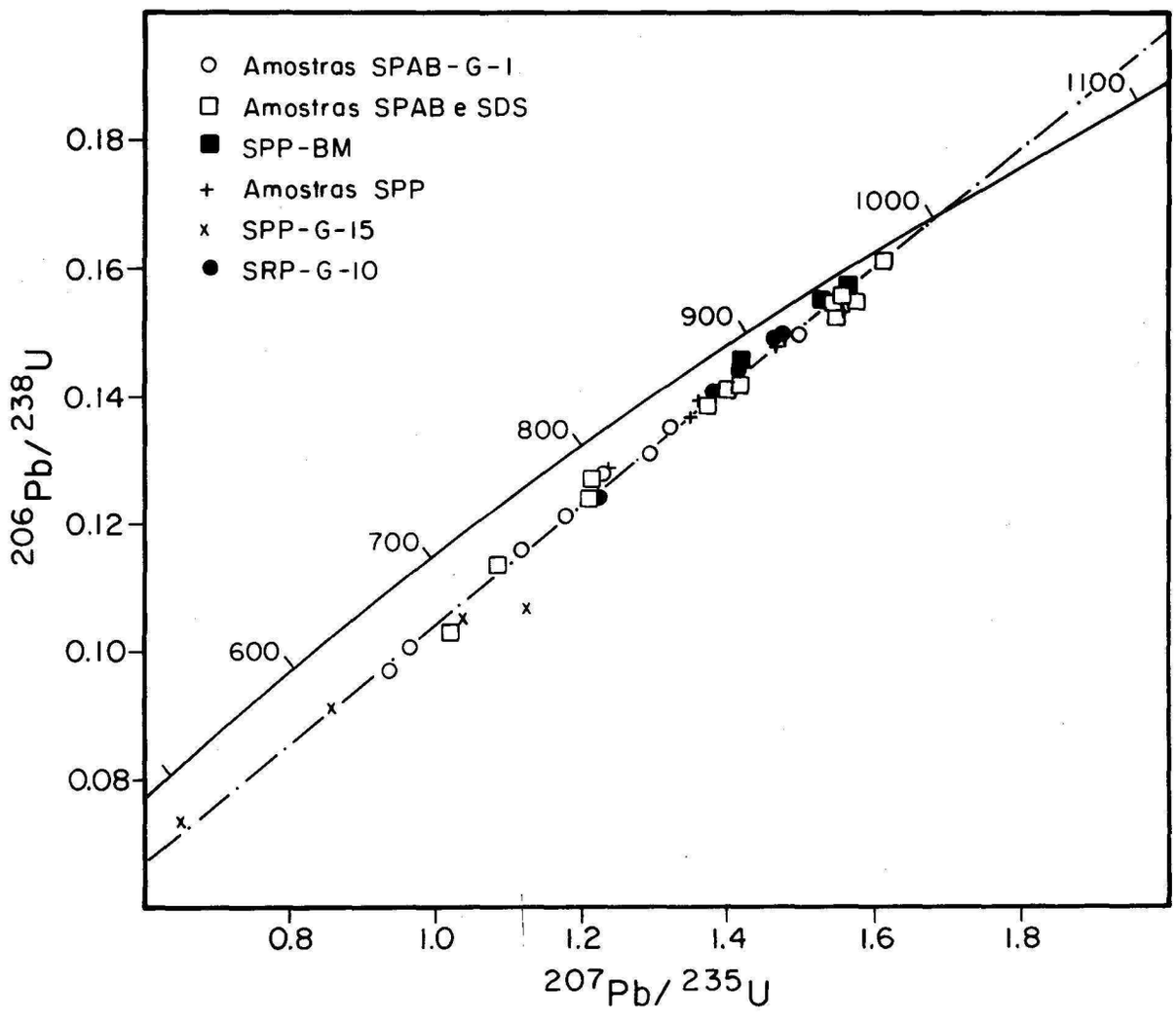


Figura 1. Diagrama concórdia para zircões de meta-vulcânicas e ortognaisses das faixas móveis ao norte do Cráton do São Francisco.

Considerando os aspectos geológicos das diferentes faixas, suas posições no espaço geotectônico, e a notável coerência dos resultados obtidos, algumas conclusões podem ser preliminarmente aduzidas nesta fase da pesquisa.

Este evento de magmatismo de 1.0 Ga é interpretado como marcador de uma sucessão de processos vulcano-sedimentares, instaurador das bacias sedimentares precursoras das faixas móveis (tafrogenéticas) do norte do cráton, às custas de seu embasamento. As indicações são para um processo regional de rifteamento, com grande extensão crustal nesta parte de Gondwana Ocidental, e responsável pela fragmentação poligonal (do tipo R, R, R) de uma vasta massa continental mesoproterozóica preexistente (Rodínia). Este processo extensional foi amplo e vigoroso, podendo lograr feições oceânicas.

Nos termos do Ciclo de Wilson, atribuímos a este processo a instalação do Brasiliano, dentro da visão mobilista do ciclo. Na contraparte africana, de Rokelide ao Damara (PORADA 1989), para ficar mais próximos (geograficamente), existe maior acervo de dados sobre processos semelhantes, no mesmo intervalo de tempo, o que dá a este evento conotação global.

Este processo extensional gerou as bacias precursoras das faixas móveis e assim separou alguns blocos antigos (*basement inliers*, *maciços*), maiores e menores da massa cratônica fissionada, conforme dados isotópicos adicionais (VAN SCHMUS *et al.*, neste Simpósio). Estes blocos vieram agir como *backlands* no processo multicolisional perifranciscano de fechamento das bacias sedimentares (final do Ciclo de Wilson) no final do Proterozóico e no início do Cambriano.

Os últimos eventos deste processo de fechamento do ciclo geotectônico (plutonismo tardi- e pós-Brasiliano, molassas, etc.) e da formação do grande continente de Gondwana são relativamente bem conhecidos, a partir de outros métodos geocronológicos(Rb–Sr, K–Ar), com suas devidas limitações.

Referências

ANGELIM, L.A.A. 1988. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: carta geológica, carta metalogenética/previsional. Escala 1:100.000 (folha SC 24-V-A-III Santa Filomena). 146 p. il. 2 mapas. Brasília, DNPM/CPRM, (1988).

BRITO NEVES, B.B.; PESSOA, D.A.R.; PESSOA, R.J.R.; CORTÊS, P. 1984. Estudo geocronológico das rochas do embasamento da Quadrícula Salgueiro. In: Congr. Bras. Geol., 33, Rio de Janeiro (1984). Anais... Rio de Janeiro, SBG, v. 2, p. 2473–2490..

BRITO NEVES, B.B.; VAN SCHMUS, W.R.; BASEI, M.A.S. 1990. Contribuição ao estudo da evolução geocronológica do Sistema de Dobramentos Piancó - Alto Brígida. In: Congr. Bras. Geol., 36, Natal, 1990. Anais... Natal, SBG, v. 4, p. 2697–2710.

CONDIE, K. 1989. Plate Tectonics and Crustal Evolution. 3rd. ed., Oxford, Pergamon Press, 476 p.

PORADA, H. 1989. Pan-African Rifting and Orogenesis in Southern to Equatorial Africa and Eastern Brazil. Precambrian Res., 44:103–136.

VEIGA JR., J.P. & FERREIRA, C.A. 1990. Programa Levantamentos Geológicos básicos do Brasil: carta geológica, carta metalogenética/ previsional — Escala 1:100.000. (folha SB.24.-2-C-VI Afogados de Ingazeira), 121p. il. 2 mapas. Brasília. DNPM/CPRM, (1990).

EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA FAIXA SERGIPANA E IMPLICAÇÕES PARA O SISTEMA BRASILIANO-PAN-AFRICANO

Luiz José Homem D'el-Rey Silva[1]

Dentre os domos de gnaisse manteados da Faixa Sergipana, destacam-se na sua parte sul os de Itabaiana e Simão Dias, em torno dos quais estão localmente preservadas a discordância basal original e várias feições sedimentares primárias, mesmo nos metassedimentos altamente deformados em facies xisto verde. Tais características, únicas entre as faixas marginais ao Cráton do São Francisco e para a maioria dos faixas brasilianas-pan-africanas, fazem da região de Itabaiana e Simão Dias uma área chave para estudos voltados para a tectônica da Faixa Sergipana e para o entendimento da evolução de cinturões dobrados neoproterozóicos e respectivos crátons.

Recente análise estratigráfica e estrutural de detalhe (mapeamento em escala 1:50.000) associada a levantamentos geofísicos em área com 4000 km^2 em torno dos domos de Itabaiana e Simão Dias (D'EL-REY SILVA 1992), revelou uma pilha de sedimentos (espessura 1 km) depositada no domínio cratônico e equivalentes lateralmente a uma pilha de sedimentos (espessura 1–4 km) depositados em torno dos domos, no domínio Vaza Barris. O domínio Vaza Barris (miogeoclinal) é constituído pelos grupos Miaba, Lagarto e Vaza Barris, enquanto o domínio cratônico (sedimentos continentais a marinhos rasos) é constituido pelos grupos Estância e Lagarto. A falha de Itaporanga (direção ESE–WNW) é o limite aproximado entre o domínio cratônico, a sul, e o dominio Vaza Barris.

O Grupo Miaba (espessura 220–1100m) recobre discordantemente os domos e compreende: Formação Itabaiana = quartzitos e conglomerados basais, metarcóseos e metagrauvacas intercalados a filitos marrom avermelhados; Formação Ribeirópolis = filitos, filitos seixosos, conglomerados, grauvacas, diamictitos, metavulcânicas intermediárias e ácidas; e Formação Jacoca = metacalcários e metadolomitos (localmente cupríferos) e metacalcários intercalados a metarenitos finos, metasiltitos e filitos. O Grupo Lagarto é uma nova entidade litotectônica consistindo de aproximadamente 700 m de siliciclásticos (provável delta progradante) distribuidos em três formações lateralmente interdigitadas: Formação Lagarto-Palmares = argilitos, siltitos e arenitos de gra fina, gradando a arenitos de gra fina a média (Formação Lagarto de SILVA FILHO *et al.* 1978) + grauvacas líticas e metarenitos de gra média a fina (Formação Palmares de SILVA FILHO *et al.* 1978), sendo o conjunto todo indicador de granulometria crescente para o topo; Formação Jacaré = metasiltitos; e Formação Frei Paulo = filitos variegados, filitos silticos de cor marrom clara, clorita-sericita-quartzo filitos verdes e metagrauvacas cinza esverdeadas (metacalcário e metavulcânicas alteradas subordinados). A Formação Lagarto-Palmares em geral ocorre no cratôn, e as Formações Jacaré e Frei Paulo adentram na bacia . O Grupo Vaza Barris (espessura 200–2000 m) ocorre apenas a norte da falha de Itaporanga e compreende: Formação Palestina= diamictitos e filitos subordinados; Formação Olhos D'água = metacalcários e intercalações de metacalcários com filitos marrom avermelhados (localmente variegados) e folhelos cinza escuros subordinados.

O Grupo Lagarto ocorre particularmente na parte sul da área de estudos, também a leste do domo de Itabaiana e em localidade situada a oeste do domo de Simão Dias, sotopostos às rochas do Grupo Vaza Barris. A passagem gradacional entre as Formações Lagarto e Palmares na área mapeada (D'EL-REY SILVA 1992) foi também descrita em estudos de detalhe em área cerca de 100 km a sul da cidade de Itabaiana por SAES (1984), que então redefiniu o Grupo Estância de SILVA FILHO *et al.* (1978). Assim, o tapete de siliciclásticos do Grupo Lagarto estende-se do craton à bacia e permite restringir o Grupo Estância (SAES 1984) às formações Juetê e Acaua depositadas discordantemente sobre o Craton de São Francisco e sotopostos à Formação Lagarto-Palmares.

Em decorrência, o inventário sedimentar da parte sul da Faixa Sergipana é melhor entendido se dividido em dois ciclos de sedimentação (I e II). O ciclo I é formado por megasequência

[1]Departamento de Geologia Geral e Aplicada, UNB, Brasília — DF

siliclástica basal (Formação Juetê depositada discordantemente sobre o craton, equivalendo lateralmente e por litofacies às Formações Itabaiana e Ribeirópolis) sobreposto por megasequência carbonática (Formação Acaua depositada no craton e lateralmente equivalente à Formação Jacoca). O ciclo II também compreende megasequência siliciclástica basal (Grupo Lagarto e Formação Palestina) sobreposta por megasequência carbonática (Formação Olhos D'água). Este quadro estratigráfico sintetiza a equivalencia lateral entre o Grupo Estância (domínio cratônico) e o Grupo Miaba (domínio Vaza Barris), cujos são sobrepostos pelo Grupo Lagarto (domínios cratônico e Vaza Barris) a seu turno sobreposto pelo Grupo Vaza Barris.

O conjunto litológico acima caracteriza-se por grande variação de litofacies e espessuras associadas geograficamente aos domos gnáissicos bem como a várias falhas regionais de direção ESE–WNW e de mergulho alto para NNE mapeadas. Sucintamente pode-se dizer que: 1 – As Formações Jacoca e Olhos D'água formam sequências carbonáticas representativas de ambientes marinhos crescentemente mais rasos para o topo (*shallowing upward sequences*) e são respectivamente mais expressivas em torno dos domos de Itabaiana e Simão Dias, passando ambas para litofacies de carbonatos com intercalações de siliciclásticos na direção do vale do rio Vaza Barris, estende-se a oeste do domo de Itabaiana e a norte do domo de Simão Dias, controlado entre duas das falhas regionais; 2 – Particularmente nos tempos Frei Paulo e Palestina, esta região entre falhas acumulou as mais expessas secões de siliciclásticos finos, em ambiente sedimentar relativamente restrito e de águas relativamente mais profundas, sendo contudo visitado por incursões de turbiditos; e 3 – Formação Itabaiana aparte, as demais formações siliciclásticas têm em geral espessuras reduzidas quando se aproximam dos domos gnáissicos, relativamente ao restante da área mapeada. Em particular, as vulcânicas e diamictitos da Formação Ribeirópolis são mais expressivos em extensão areal e volumétrica na região a norte do domo de Itabaiana e da falha de Ribeirópolis, em torno da cidade homônima. Diamictitos com clastos (matacões) intrabasinais e do embasamento ocorrem próximos a algumas das falhas regionais.

A análise estratigráfica aponta para uma sedimentação controlada por tectônica extensional sin-deposicional. As megasequências siliciclásticas representam períodos de tectonismo cujos picos corresponderiam à deposição de diamictitos, enquanto as megasequências carbonáticas representam períodos de quiescência tectônica na bacia. Os domos gnáissicos provavelmente agiram como paleo-altos em tempos diferentes da evolução da bacia (sendo coroados por carbonatos) e a área do vale do Vaza Barris foi provavelmente um baixo topográfico limitado por falhas sub-paralelas às margens da bacia (uma trincheira ou *trough*) estendendo-se do domo de Itabaiana para oeste por cerca de 300km.

Portanto as falhas regionais (e suas extensões fora da área mapeada) são prováveis falhas extensionais lístricas originais reativadas como empurrões de alto ângulo associados com movimento transcorrente E–W sinistral durante a evolução estrutural, cuja é sumarisada em termos de três fases de deformação (D1–D3) que afetaram tanto o embasamento cristalino como sua cobertura. Dobras tipo nappe possivelmente associadas a empurrões de baixo ângulo, com transporte da ordem de 35km para sul (D1), foram redobradas co-axialmente por dobras normais a assimétricas com xistosidade plano axial de direção ESE–WNW e alto mergulho para NNE e eixos sub-horizontais para ESE ou WNW (D2). Dobras D2 são associadas às falhas regionais, enquanto indicadores cinemáticos em uma série de locais próximos e afastadas das falhas apontam para uma cinemática do tipo transpressional sinistral. D1 e D2 formaram portanto um pacote polideformado com forte anisotropia regional de direção geral WNW–ESE, constituida pelas foliações pervasivas e pelas falhas regionais. Os movimentos laterais tardios à evolução foram os prováveis responsáveis por dobras estilo kink (D3), em geral verticais e transversais à anisotropia regional.

As unidades estratigráficas da área de Itabaiana têm continuidade na área de Carira de SANTOS *et al.* (1988). A combinação de estrutura, estratigrafia e geofísica, pioneiramente aplicada à faixa Sergipana, permite estabelecer novas correlações entre unidades mapeáveis na área Itabaiana-Carira. Dados sedimentares, estruturais e geofísicos da área de Itabaiana comparam bem com descrições similares em JARDIM DE SÁ *et al.* (1986); CAMPOS NETO & BRITO NEVES (1987) e SANTOS *et al.* (1988) e mostram a continuidade lateral entre os domínios Vaza Barris e Macururé (D'EL-REY SILVA 1992), cujo forma a parte norte da Faixa

Sergipana. A tectônica de terrenos de DAVISON & SANTOS (1989) mantém-se no entanto para a origem dos domínios Marancó, Poço Redondo e Canindé definidos pelos mesmos autores. A evolução tectônica da Faixa pode ser sumarisada em termos da inversão de bacia assimétrica E–W e N–S pela colisão oblíqua entre o maciço Pernambuco-Alagoas e o Craton de São Francisco. Em que pese a bacia original demonstrar ter tido largos tratos de embasamento cristalino, a combinação única de dados sedimentares da parte sul (Formação Palestina) e geoquímicos da parte norte (Complexo Canindé; FUCK *et al.* neste simpósio) apontam para a provável abertura de um oceano restrito. A estratigrafia de ciclos e megasequências da parte sul da Faixa Sergipana aplica-se às demais faixas marginais ao Craton de São Francisco e outras associadas aos Cratons do Congo e Damara, sugerindo evolução tectônica similar dessas entidades. Os sedimentos cratônicos da Faixa Sergipana não são produto de evolução tipo *foreland basins*. São ainda apresentadas as implicações da evolução tectônica da Faixa Sergipana, desde o implante da bacia sedimentar, para a evolução dos cratons e faixas marginais do sistema Brasiliano-Pan-Africano.

Referências

CAMPOS NETO, M. da C. & Brito Neves, B.B. de 1987. Considerações sobre a organização e geometria do sistema de dobramentos Sergipano. I Simp. Nac. de Est. Tectônicos, Salvador, Bol. de Resumos, p.90–93.

DAVISON, I. & SANTOS, R. A. DOS 1989. Tectonic evolution of the Sergipano Fold Belt, NE Brazil, during the Brasiliano Orogeny. Precambrian Research, V.45, p.319–342.

D'EL-REY SILVA, L.J.H. 1992. Tectonic evolution of the southern part of the Sergipano Fold Belt, Northeastern Brazil. Phd Thesis, Royal Holloway University London, 257 p.

FUCK, A.R. *et al.* 1993. Sintese do conhecimento das Faixas Dobradas Marginais ao Craton de São Francisco. Neste simpósio.

JARDIM DE SÁ, E.F.; MORAES, J. A. C. de; D'EL-REY SILVA, L.J.H. 1986. Tectônica tangencial na Faixa Sergipana. XXXIV Cong. Bras. de Geolo., Goiânia, Anais SBG, V.3, p.1246–159.

SAES, G.S. 1984. Estratigrafia e sedimentologia do Grupo Estância na região nordeste do Estado da Bahia. Dissertação de Mestrado, UFBA, 107p.

SANTOS, R.A. DOS; MENEZES FILHO, N.R.; SOUZA, J.D. de 1988. Programa Levantamentos Geológicos Básicos, Projeto Carira, Folha Carira, DNPM–CPRM.

SILVA FILHO, M.A.; BONFIM, L.F.C.; SANTOS, R.A. DOS 1978. A geossinclinal Sergipana: estrutura e evolução. XXX Cong. Bras. de Geol., Recife, Anais SBG, v.6, p.2464–2477.

A TECTÔNICA DO GRUPO RIO PARDO NO CONTEXTO CINEMÁTICO DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO

Marcos Egydio-Silva[1]
Roland Trompette[2]
Ivo Karmann[1]
Alexandre Uhlein[3]

O Grupo Rio Pardo Constitui uma seqüência sedimentar de baixo grau metamórfico localizada no sudeste do Estado da Bahia. Dentro de um contexto tectônico, esta região encontra-se em uma zona de tansição entre o Cráton do São Francisco e a Faixa de Dobramentos Araçuai-Ribeira, na margem sudeste do Cráton do São Francisco.

Este trabalho tem por objetivo mostrar a estruturação geral do Grupo Rio Pardo e seu significado tectônico no contexto evolutivo da margem sudeste do Cráton do São Francisco e da Faixa Araçuaí-Ribeira, durante o Proterozóico médio e superior.

As rochas metassedimentares do Grupo Rio Pardo assentam-se sobre rochas granulíticas e gnaíssicas policíclicas de um embasamento arqueano e/ou transamazônico rejuvenescidos, pelo menos parcialmente em sua porção sul, no evento Brasiliano.

Os limites atuais dessa cobertura plataformal, o Grupo Rio Pardo, estão delineados em grande parte por falhas inversas. Três conjuntos distintos podem ser reconhecidos (Fig.1): 1) Ao longo do limite N-NW, essas falhas possuem direção NW e vergência N-NE, tratam-se de falhas antigas, possivelmente do início do Proterozóico Médio, as quais foram reativadas como falhas inversas durante o evento Brasiliano. 2) Na borda oeste observa-se o segundo conjunto de falhas inversas, agora tendo como característica uma direção praticamente N-S e vergência para E, igualmente atribuídas à uma reativação devido ao evento tectônico do Ciclo Brasiliano no Proterozóico Superior. 3) Em sua borda meridional, tem-se um domínio mais interno onde as intensidades do metamorfismo e da deformação são maiores, as falhas, que neste local são menos inclinadas, possuem direção W-NW sugerindo transporte tectônico para N-NE. Possivelmente estes acidentes do limite sul traduzem melhor a direção dos esforços brasilianos numa escala regional.

KARMANN (1987) dividiu o Grupo Rio Pardo em duas grandes unidades litoestratigráficas, do topo para a base: 1) Uma unidade que estaria posicionada na parte inferior do Supergrupo São Francisco, representada pela Formação Salobro, possivelmente equivalente da Formação Bebedouro do Cráton do São Francisco e de idade proterozóica superior. 2) A unidade subjacente seria o equivalente, estratigraficamente, à parte superior do Grupo Chapada Diamantina. Esta representada por diferentes formações que apresentam evidências de passagem lateral de fáceis detríticos finos para carbonatos.

As unidades ou formações da parte inferior da sequência do Grupo Rio Pardo caracterizam-se por apresentarem fácies do tipo plataformal ou de cobertura cratônica, ao contrário da Formação Salobro, que parece ser testemunho de uma sedimentação não muito bem selecionada e que teria ocorrido em um contexto tectônico ativo.

A secção geológica (Fig.1) salienta uma importante falha inversa, denominada Falha Rio Pardo-Água Preta (KARMANN 1987), que secciona a região na direção NW-SE, com vergência e sentido de transporte tectônico para NE. Esta estrutura de importância regional, divide a *bacia* do Rio Pardo em dois compartimentos tecto-estruturais distintos: a porção setentrional denominada de **Zona Pericratônica ou Unidade Estrutural I**, e a parte meridional denominada de **Unidade Estrutural II ou Zona de Faixa Dobrada**. A *Unidade Estrutural I*, autóctone a subautóctone, apresenta um fraco encurtamento e está caracterizada em sua porção norte por uma estrutura geral do tipo monoclinal mergulhando para sudoeste, com dobramentos

[1]Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo
[2]Instituto de Geociências da USP e CNRS/ORSTOM França
[3]Instituto de Geociências UFMG

mesoscópicos na forma de flexuras e dobras assimétricas com flanco norte mais desenvolvido nas sinformas. Os dobramentos se intensificam no sentido sudoeste, onde culmina com a formação de megadobras inversas com vergência para NE. Apresenta um metamorfismo incipiente a fraco.

A *Unidade Estrutural II*, alóctone, compõem o bloco ao sul da falha inversa Rio Pardo-Água Preta e caracteriza-se por apresentar um grau metamórfico e uma deformação relativamente mais elevados que a porção norte. As presenças de minerais índices indicam pressões da ordem de 300 a 400 MP e temperaturas de cerca de 400 – 450°C, trata-se de um domínio de faixa dobrada, Neste quadro, a falha Rio Pardo-Água Preta, que teria sua origem possivelmente atribuída ao início do Proterozóico Médio, período de distensão e formação do aulacógeno do Espinhaço, marca, grosseiramente, a transição de um ambiente cratônico a pericratônico para o de faixa dobrada.

Em um contexto tectônico mais amplo, não é simples uma explicação para um quadro cinemático regional, compatível com a dinâmica de deslocamentos predominantemente leste-oeste, transversais à Faixa Araçuaí (sensu ALMEIDA 1977) e Província Paramirim, no estado de Minas Gerais (TROMPETTE *et al.* 1992), enquanto que na região da bacia don Grupo Rio Pardo, a geologia estrutural sugere deslocamentos em direçào a NNE.

Há consenso de que estas deformações pertencem à uma única orogênese, no caso ao Ciclo Brasiliano, e portanto esta estruturação geométrica complexa deve ser o resultado de um processo polifásico e/ou de uma deformação progressiva.

Segundo uma secção W-E a partir co Cráton do São Francisco, na altura do paralelo 16°00, é possível distinguir 4 unidades estruturais na Faixa Araçuaí-Ribeira:

1) Uma unidade onde a *cobertura* do Supergrupo São Francisco está descolada e forma uma faixa de dobras e empurrões *(fold and thrust belts)* (MARSAK & ALKIMIN 1989). Trata-se de uma zona que foi interpretada como uma cobertura cratônica. Ela está caracterizada por uma foliação Sp subhorizontal.
2) Uma unidade onde predominam os grandes cavalgamentos e falhas inversas separando de zonas suavemente dobradas. A foliação Sp encontra-se mais inclinada e mostra uma vergência geral para W.

No caso destas duas primeiras unidades, uma lineação mineral e/ou do estiramento mineral ubíqua indica um transporte de E para W. O metamorfismo é inverso, quer dizer, aumenta em direção ao topo.

3) Uma unidade não muito bem definida, entre as cidades de Araçuaí e Itaobim, onde a foliação principal Sp desenha um mega leque, interpretado como uma estrutura em flor, a Sp não possui uma vergência bem definida, e finalmente
4) Uma unidade caracterizada por rochas de alto grau metamórfico pertencentes à infraestrutura do Cinturão Ribeira em sua porção setentrional, onde observa-se lineações de estiramento mineral subhorizontais de direção quase N-S, em falhas de alto e baixo ângulo de mergulhos.

UHLEIN (1991) em seu estudo da porçào norte da Faixa Araçuaí, mostra as evidências de transporte tectônico para oeste, tanto no domínio interno como no externo da faixa dobrada, onde as lineações de estiramento mineral têm direção predominantemente E-W, além da existência de um metamorfismo inverso, isto é aumentando em direção ao topo da seqüência. Na altura do paralelo 15°45′ de latitude sul, nas proximidades do limite entre os estados de Minas Gerais e Bahia, as lineações de estiramento mineral começam, gradativamente, a adquirir uma direção NE, sendo que este será o sentido de transporte tectônico na região da bacia do Rio Pardo.

A presença de lineações de estiramento mineral subhorizontais de direção N-S na porção leste do Complexo Jequitinhonha e mais ao sul na região de Vitória do Espírito Santo, nos metassedimentos de alto grau metamórfico da Faixa Ribeira, indicam a existência de importantes deslocamentos transcorrentes subparalelos à linha de costa. Existe a possibilidade deste transporte de blocos para norte ter sido o motor da compressão na região do Rio Pardo ocasionando um encurtamento e uma nítida vergência para NNE.

Esta mudança brusca na direção do transporte tectônico não significa necessariamente uma alteração na direção dos esforços compressivos que na época seria próximo de E-W.

Agradecimentos

Os trabalhos de campo tiveram o apoio financeiro e logístico da Secretaria de Minas e Energia do Estado da Bahia, da Companhia Baiana da Pesquisa Mineral, da Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP Proc: 87/3435-1) e do CNPq (Proc. 804533-89-0). A todas essas entidades expressamos o nosso profundo agradecimento.

Referências

KARMANN, I. 1987. O Grupo Rio Pardo (Proterozóico Médio a Superior): Uma cobertura paraplataformal da margem sudeste do Cráton do São Francisco. Dissertação de Mestrado. IG-USP, 129p.

MARSAK, S. & ALKIMIN, F.F. 1989. Proterozoic contraction/extension tectonics of the southern São Francisco region, Minas Gerais, Brazil. *Tectonics* 8, 555–571.

UHLEIN, A.. 1991. Transição Cráton-Faixa Dobrada Exemplo do Cráton São Francisco e da Faixa Araçuaí (Ciclo Brasiliano) no Estado de Minas Gerais. Tese de Doutoramento. IG–USP. 295pp.

TROMPETTE, R.; UHLEIN, A.; EGYDIO-SIVA, M; KARMANN, I... 1992. The Brasiliano São Francisco Cráton revisited (central Brazil). *Jour. South Amer. Earth Sciences*, vol. 6 nº1/2. p. 49–57..

Fig. 1 – CONTEXTO GEOTECTÔNICO DO GRUPO RIO PARDO

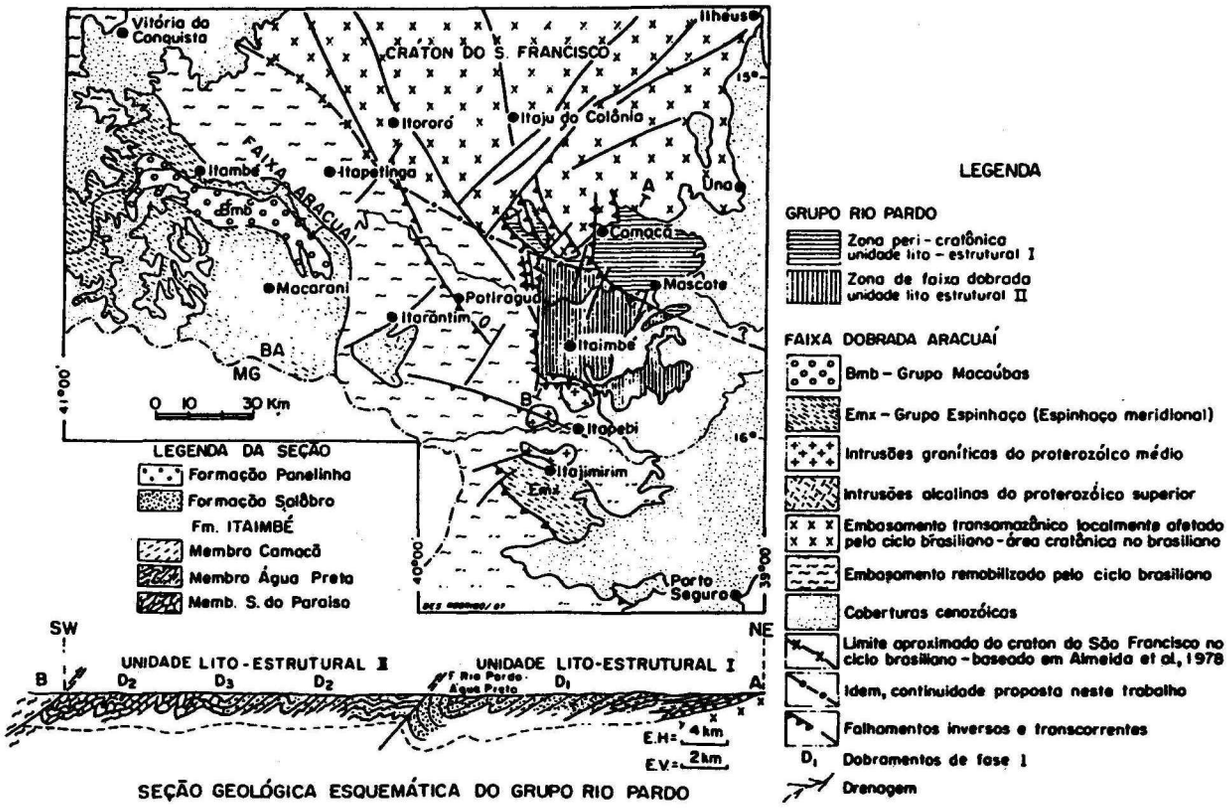


Figura 1. Contexto geotectônico do grupo Rio Pardo

RECONHECIMENTO GEOLÓGICO DOS GRANITÓIDES DA FAIXA DE DOBRAMENTOS ARAÇUAÍ NO EXTREMO SUL DA BAHIA E NORDESTE DE MINAS GERAIS

J.J. Celino[1]
H. Conceição[2]

No decorrer do ciclo Brasiliano, uma Faixa de Dobramentos, denominada Araçuaí (ALMEIDA 1977), desenvolveu-se em Minas Gerais e zona limítrofe da Bahia, junto a borda do Cráton do São Francisco (Fig. 1a). O limite entre essas duas entidades tectônicas foi adotado para limite entre as províncias Mantiqueira e São Francisco. As estruturas surgidas na faixa no decorrer do ciclo Brasiliano afetaram materiais desse ciclo, representados pelo Grupo Macaúbas, assim como outros mais antigos, do Proterozóico médio ou anteriores, do Supergrupo Espinhaço e complexos transamazônicos e arqueanos.

A Faixa de Dobramentos Araçuaí (FDA) têm sido estudada sem o conhecimento adequado das placas interagentes, o registro lito-estrutural incompleto é muito comum, como são comuns tratos de nível estruturais profundos, com participação adicional de processos de migmatização e interveniência de frações do embasamento. A natureza, sequência e polaridade de magmatismo são de difícil reconstituição diante do arcabouço petrotectônico encontrado (BRITO NEVES 1992).

Na Faixa de Dobramentos Araçuaí (FDA) três tipos de granitóides são distinguidos (Fig. 1b): os granitóides fortemente peraluminosos que compreendem (1) os leucogranitos (Limoeiro, Salto da Divisa, Jacinto, Jaguarão e Santo Antônio do Jacinto) e (2) os granitos a cordierita (Guaratinga, Nanuque, Aimorés e Lajedão); os granitóides metaluminosos à fracamente peraluminosos compreendendo (3) os monzogranitos e granodioritos aluminosos (São Paulinho, Piragi/Prata e Itanhém).

Quanto aos principais aspectos petrográficos e mineralógicos, os leucogranitos revelam uma textura granular com tendência porfirítica. De cor branca, possuem cristais de feldspato–K, plagioclásio, grãos de quartzo e a presença marcante de moscovita e biotita, com granada ocorrendo secundariamente. Nota-se a presença de quartzo xenomorfo, desenhando raramente formas elípticas, mas que desenvolvem juntas ou fraturas. Os feldspatos são subidiomórficos onde o plagioclásio pode ocorrer incluso no feldspato–K, o qual aparenta ser ortoclásio pertítico com geminação Carlsbad. A presença de moscovita evidencia as condições de pressão de água do sistema granítico, assim como o seu caráter peraluminoso nas fases mais evoluídas da cristalização. A granada, quando anédrica, é um indicativo de uma relíquia das rochas anatéticas fundidas responsáveis pela gênese destas rochas.

Os granitóides tipo–S (granitos à cordierita) são rochas granulares, tipicamente porfiríticas, com megacristais de feldspato potássico e cordierita automorfa. Os principais minerais são o quartzo, os feldspatos, a cordierita, a granada e a biotita. Os minerais acessórios são a moscovita e silimanita, com a presença de apatita, zircão, opacos (óxidos e sulfetos) e andaluzita dentre outros. O quartzo apresenta-se sob vários hábitos: (a) grandes placas xenomórficas constituída de vários cristais engrendados. As inclusões são raras e de pequeno tamanho (plagioclásio e minerais opacos); (b) cristais arredondados, inclusos no feldspato potássico, no plagioclásio e na cordierita; e (c) em vênulas e preenchendo pequenas fraturas. O feldspato potássico apresenta-se sob dois aspectos: (a) fenocristais que podem atingir entre 6 a 7 centímetros; e (b) indivíduos xenomorfos. Em geral é ortoclásio pertítico. Os indivíduos xenomórficos contém poucas inclusões, são tardias, nunca orientadas, representadas principalmente por quartzo, biotita, plagioclásio e alguns minerais acessórios. No que diz respeito aos megacristais, as inclusões são abundantes. O plagioclásio sempre automorfo, divide-se em dois tipos: aquele incluso nos megacristais de feldspato-K e o da matriz, sempre geminados segundo a lei da albita. A cordierita apresenta-se

[1]Dep. Geologia e Geofísica Aplicada — IGUFBA e Coord. Geologia — ETFBa
[2]Curso de Pós-graduação em Geologia — PPPGUFBa

nos seguintes aspectos: (a) indivíduos automorfos, de grande tamanho (3 à 5 cm), por vezes filitizados e pinitisados; e (b) em cristais automorfos de menor tamanho, inclusos nos megacristais de feldspato–K. A biotita é automorfa a sub-automorfa.

Monzogranitos e granodioritos aluminosos caracterizam-se por uma cor acinzentada a esbranquiçada, granulação média com tendência porfirítica local, representada por pórfiros de feldspatos, principalmente feldspato–K, e quartzo. Tem como varietais biotita e hornblenda.

A comparação das principais características petrográficas e mineralógicas dos leucogranitos, dos monzogranitos e granodioritos aluminosos e dos granitóides tipo–S da região indica que os leucogranitos são notadamente diferentes dos granitóides do tipo S, enquanto os monzogranitos e granodioritos aluminosos assemelham-se razoavelmente em alguns pontos. Os leucogranitos a duas micas são geralmente considerados como os termos extremamente diferenciados dos granitóides do tipo–S (BARBARIN 1992). De fato, estes leucogranitos à duas micas são totalmente independentes do tipo–S: o caráter peraluminoso diminui com a diferenciação para os granitóides do tipo–S, enquanto mantêm-se constante ou ligeiramente aumentado com a diferenciação para os leucogranitos. A abundância de leucogranitos na Faixa de Dobramentos Araçuaí pode ser eventualmente explicada pela presença de grandes cisalhamentos dúcteis. Os monzogranitos e granodioritos aluminosos e os granitóides tipo–S apresentam numerosas similaridades, em particular, a forma de colocação é geralmente intrusiva e, mais ocasionalmente, alguma autoctonia é marcada. Os granitóides S distinguem-se dos monzogranitos e granodioritos aluminosos pelo enriquecimento em quartzo e pela presença da cordierita. Este mineral é ambíguo aos granitóides do tipo–S, enquanto mostram-se raros ou geralmente discretos nos leucogranitos.

As relações de contato entre as intrusões e suas encaixantes, assim como sua própria estrutura interna, sugerem tratar-se de um conjunto de raízes de plutões complexos cortados em diferentes níveis.

Evidências como a) ampla variação composicional; b) existência de zonas mistas de rochas magmáticas de diferentes composições, com provável assimilação local; c) presença de magnetita e ilmenita nos granitóides; e d) poucas e diferentes razões Rb/Sr para as diferentes rochas evidenciam uma complicada história evolutiva.

O magmatismo granítico cálcio-alcalino associado a Faixa de Dobramentos Araçuaí (FDA) no extremo sul do estado da Bahia e no nordeste de Minas Gerais, em especial os maciços de Jacinto, Jaguarão, Guaratinga, Nanuque, Lajedão e os corpos de Alegria, Santo Antônio do Jacinto, Limoeiro, Salto da Divisa, São Paulinho, Piragi, Itanhém constituem um conjunto intrusivo interessante sob vários aspectos:

1) representam desde pequenos corpos, passando por maciços no estado da Bahia, até atingirem dimensões batolíticas no estado de Minas Gerais, com uma área de distribuição em torno de 900 km quadrados na Bahia, em uma zona mediana que cicatriza dois segmentos crustais distintos, o conjunto Proterozóico do Espinhaço e o complexo metamórfico-migmatítico a leste;
2) os maciços tem provavelmente uma idade brasiliana como indicam as raras determinações radiométricas, é possível, entretanto, que uma boa parte destes granitóides seja relacionada ao Ciclo Transamazônico;
3) estes maciços sugerem a expressão de um magmatismo de origem híbrida, com contribuição mantélica e contaminações crustais, com os possíveis contaminantes encontrados nos gnaisses migmatíticos e kinzigitos e/ou metassedimentos detríticos e vulcanoclásticos do Supergrupo Espinhaço.
4) os maciços resultam provavelmente de sucessivos pulsos sincrônicos ou subsincrônicos e a justaposição dos produtos da fusão parcial de diversas fontes com material de origem mantélica, representando um conjunto magmático sin-colisional a pós-colisional;
5) alguns granitóides apresentam deformações em reologia visco-plástica cujo estudo deve fornecer numerosas indicações do mecanismo geotectônico que regia os eventos magmáticos acompanhando o alojamento dos maciços; e
6) os outros corpos graníticos no estado de Minas Gerais apresentam indícios de mineralizações, torna-se portanto interessante evidenciar os processos magmáticos ou eventos estruturais responsáveis por estas concentrações nos maciços baianos.

AGRADECIMENTOS: Este trabalho está sendo desenvolvido como parte do Projeto Cráton do São Francisco (PADCT) com apoio do CNPq.

Referências

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

BARBARIN, B. 1992. Les granites crustaux hercyniens d'Europe Occidentale. Comparaison avec les granites S du Lachlan Fold Belt, Australie. Dualité d'origine. C.R. Acad. Sci. Paris, t.314, série II, p. 595–601.

BRITO NEVES, B.B. 1992. Faixas Móveis Proterozóicas: Problemas e Modelos. XXXVII Cong. Bras. Geol, SBG/SP, Bol. Res. Exp. 275–276.

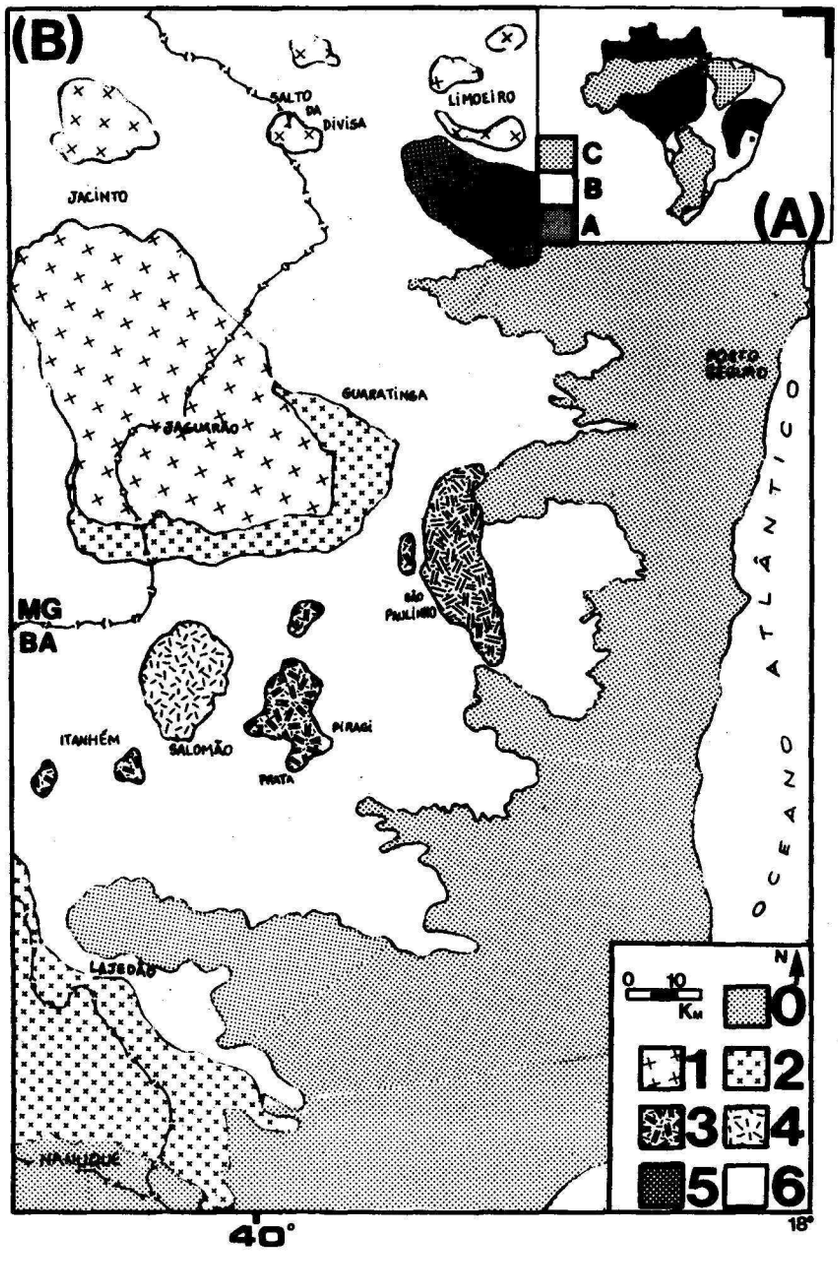


Figura 1. (A) Mapa de situação (A) Cratons Amazonico (AM) e São Francisco (SF) (B) Faixas proterozóicas (C) Rochas sedimentares mesozóicas/paleozóicas (B) Mapa geológico esquemático da região (0) Cobertura sedimentar (1) Leucogranitos (2) Granitos à cordierita (3) Monzogranitos e granodioritos (4) Norito (5) Supergrupo Espinhaço (6) Complexo metamórfico-migmatítico.

LIMITES DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO EM MINAS GERAIS SÍNTESE DE CONHECIMENTOS

Fernando Flávio Marques de Almeida[1]

Nos últimos anos, numerosos trabalhos têm sido apresentados objetivando as faixas de dobramentos marginais ao Cráton do São Francisco, que alteram os contornos deste em Minas Gerais. Dentro das limitações de espaço, procuraremos rever esses limites com base em parte desses trabalhos.

O contato da *Faixa de Dobramentos Araçuaí* (FA) com seu antepaís entre os paralelos 16°00′ e 19°30′ S acha-se bem assinalado por falhas inversas e cavalgamentos que lançam para oeste, sobre a cobertura cratônica, suas rochas meso e neoproterozóicas. Trechos desse contato têm sido representados por diversos mapeamentos modernos, de detalhe e semidetalhe e seções geológicas. A cobertura, pouco ou não deformada no interior do bloco cratônico, torna-se crescentemente dobrada e falhada em direção a esse limite, onde o metamorfismo chega à fácies xisto-verde.

Para norte do paralelo 17°30′ S, a grande estrutura anticlinorial de Itacambira-Barrocão foi lançada por falhas de empurrão contra a borda cratônica, sobrepondo, até a norte de Janaúba, o Grupo Macaúbas ao Supergrupo São Francisco e causando neste dobramentos abertos, assimétricos, vergentes para oeste, sentido em que se atenuam, assim como as falhas de empurrão.

O sistema de cisalhamento da FA acima referido prossegue para sul e atinge a borda oriental do Quadrilátero Ferrífero (QF). O Supergrupo Espinhaço, representado por quartzitos e conglomerados da Formação Cambotas, foi por essas falhas lançado para oeste, recobrindo o embasamento (CHEMALE JR. *et al.* 1991). Tais falhas de empurrão vindas do Espinhaço a norte infletem-se então para oeste, adquirindo caráter de falhas de transpressão (RODRIGUES *et al.* 1989)

Na região do QF, CORDANI *et al.* (1980) reconheceram nos arredores de Mariana falhamentos de empurrão orientados para NNW. Determinações K–Ar comprovaram recristalização sintectônica por volta de 500 Ma que se realizou em episódio termal acima de 300° C. Atribuíram ao evento brasiliano o metamorfismo regressivo e a tectônica de empurrão para oeste.

A tectônica de falhas de empurrão, com transporte para oeste, afetou toda a região oriental e parte da central do QF no brasiliano. Os grandes empurrões de Morro Vermelho e da falha de Gandarela mapeados em detalhe por OLIVEIRA (1987) foram por ele considerados os últimos realizados no QF e atribuídos àquele ciclo. Durante o evento brasiliano, em todo o sistema Cambotas-Fundão, são bem evidentes os falhamentos de empurrão e descolamento, que envolveram o embasamento (CHEMALE JR. *et al.* 1991).

Em vista do exposto, sugerimos que a faixa limite do cráton com a FA, provinda da região de Altamira (MG), acompanhe a oeste o fronte de empurrões brasilianos que inclui as falhas de Morro Vermelho e Gandarela e o sistema Cambotas-Fundão.

Dirigindo-se para a região de Mariana, dali o limite deixa o QF em direção a São João Del Rey, junto à *Faixa de Dobramentos Alto Rio Grande* (FARG), não sem antes cortar o Sinclinal de Dom Bosco por um sistema de falhas de empurrão brasilianas, inclinadas para leste, a sul de Ouro Preto.

Consideramos o limite do cráton acompanhando a FARG, e não a Faixa Alto Rio Grande de PIRES (1986). No entanto, no trecho entre Carandaí e o granito de Campo Belo, o limite é praticamente o mesmo, segundo os dois modelos, e também próximo do originalmente proposto por ALMEIDA (1977).

Do canto SE do QF, dirige-se a faixa limite do cráton para SW, em busca da região a norte de Carandaí (MG), passando também a norte de Piranga, como o sugere a carta aeromagnética (BOSUM 1973), reproduzida por PIRES (1986). Prossegue para a região de São João Del

[1]Divisão de Geologia, Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Est. S. Paulo — IPT Caixa Postal 7141, 01051, São Paulo, SP

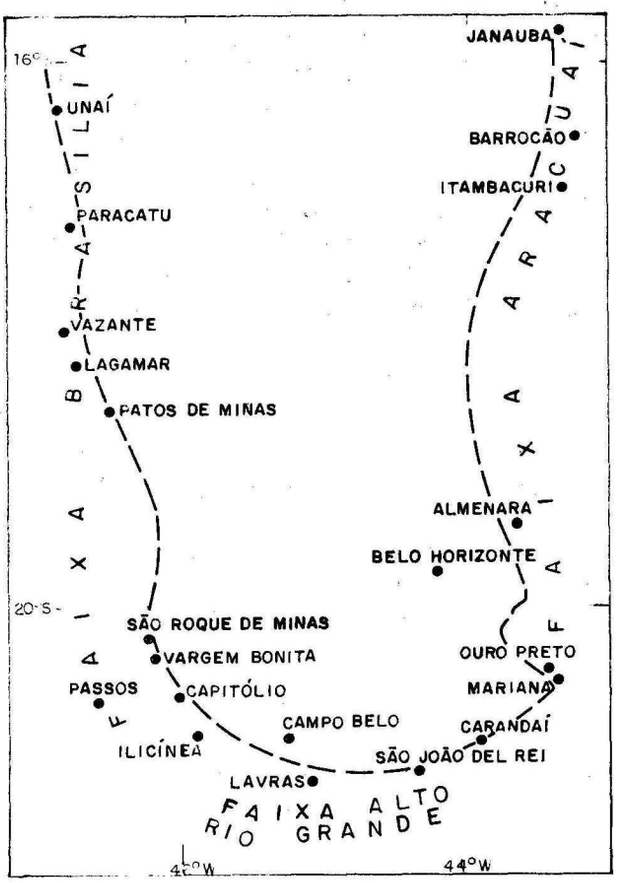


Figura 1. Limite sul aproximado do Cráton do São Francisco no Rifeano Inferior a Vendiano. As localidades assinaladas são as referidas no texto.

Rey e daí para Lavras, a oeste. Deixa sobre o cráton o distrito pegmatítico do vale do rio das Mortes,como o faz com o ferro-aurífero de Mariana e Ouro Preto e o manganesífero de Conselheiro Lafaiete. Da região de Lavras, possivelmente incluindo o horst de Macaia a NE dela, a faixa-limite dirige-se para o granito de Campo Belo, cuja borda sul PIRES (*op. cit.*) refere achar-se fortemente fraturada. É de notar que entre os meridianos 43°30'E 45°30'W a borda sul do cráton, como indicada, acha-se bem assinalada por anomalia gravimétrica linear (HARALYI *et al.* 1985), o que levou esses autores a traçá-la em posição muito próxima à aqui apontada, Fig. 1.

A *Faixa Brasília* (FB) em Minas Gerais ladeia a oeste o Cráton do São Francisco, pondo em contato o Grupo Araxá-Canastra com os Grupos Paranoá e Bambuí. A sua zona externa caracteriza-se pela presença de longas falhas e *nappes* de empurrão em direção ao cráton. Resultam tais falhas, provavelmente, da extensão formadora das bacias que foram comprimidas em conseqüência da colisão que a sucedeu, e que teve reflexos no desenvolvimento de estruturas na área pericratônica, decrescentes para o seu interior.

Para sul do paralelo 18°00'S os quartzitos Canastra são considerados por SILVA & DARDENNE 1991, *apud* FUCK *et al.* 1991) depósitos psamíticos de tipo rifte instalados à borda do cráton. Os depósitos das formações Vazante e Paracatu seriam interdigitados com o Grupo Paranoá nas vizinhanças de Unaí (SILVA & DARDENNE *op. cit.*). Todas essas unidades apresentam algumas feições típicas de bacias de margem passiva (FUCK *et al.* 1991). Depositaram-se na zona externa da faixa de dobramentos fora do cráton, tendo sido afetadas por *nappes* e empurrões em direção a ele (CAMPOS NETO 1984). As grandes *nappes* que se movimentaram em direção ao cráton, deformando sua cobertura, seriam do Rifeano Inferior a Vendiano (CAMPOS NETO *op. cit.*).

A borda lábil (pericratônica) a sul do paralelo 16°00' S deve ter acompanhado os frontes

dos grandes empurrões para leste. Compreender-se-ia em Minas Gerais numa grande região que passaria próximo a Unaí, Vazante, Paracatu, Lagamar e Patos de Minas, dirigindo-se à área Sinformal de Passos, no canto SW do cráton. Nesta região, a FB faz contato com o embasamento autóctone por intermédio de uma *nappe de charriage* (TEIXEIRA & DANNI 1978, SCHMIDT & FLEISCHER 1978), que desde quando foi reconhecida por esses geólogos tem sido motivo de diversos trabalhos, citados por SIMÕES & VALERIANO (1990). Estes dois autores denominaram Sinformal de Passos a três compartimentos maiores: o embasamento autóctone granito-gnáissico-greenstone recoberto pelo Grupo Bambuí; o conjunto alóctone, formado por meta-sedimentos da seqüência Carmo do Rio Claro, constitui uma *nappe* movida em direção ao cráton; é, por sua vez, recoberta pela *nappe* Araxá-Canastra, como ela também deslocada para o cráton.

Os esforços compressivos de oeste para leste que afetaram o Grupo Araxá-Canastra o fizeram em fase pré-Bambuí, tendo sido retomados após sua deposição (MAGALHÃES *et al.* 1989). Nas camadas da cobertura causaram falhas inversas, trancorrentes e de empurrão, dobramentos flexurais e outras deformações que diminuem rapidamente de intensidade de tal modo que as camadas Bambuí se apresentam quase indeformadas no vale do São Francisco.

Em vista desses dados, parece que se pode tomar a faixa-limite da cobertura cratônica com a FB passando pelo fronte das *nappes* de empurrão, pela região das cidades de Ilicínea, Capitólio, Vargem Bonita e São Roque de Minas, numa direção geral oeste-noroeste.

1. Agradecimentos.

O autor agradece aos doutores Celso Dal Ré Carneiro, Reinhardt Fuck e Benjamin Bley de Brito-Neves o fornecimento de bibliografia e, ao primeiro, a revisão do texto e sugestões. Agradece ao IPT pelo apoio dada à pesquisa.

Referências

ALMEIDA, F.F.M. de. 1977. O Cráton do São Francisco. *Rev.Bras.Geoc.* v.7: p.349–364.

BOSUM, W. 1973. O levantamento aeromagnético de Minas Gerais e Espirito Santo e sua sequência quanto à estrutura geológica. *Rev.Bras.Geoc.*,v.3: 149–159.

CAMPOS NETO, M.C. 1984. Litoestratigrafia, relações estratigráficas e evolução paleogeográfica dos grupos Canastra e Paranoá (região Vazante-Lagamar,MG). *Rev.Bras.Geoc.*, v.14: 81–91.

CHEMALE JR., F.; ROSIÈRE, C.A.; ENDO, I. 1991. Evolução tectônica do Quadrilátero Ferrífero, MinasGerais: um modelo. Inst. Geoc., UFRGS, *Pesquisas*, 18:104–127.

CORDANI, V.G.; KAWASHITA, K.; MUELLER, G.; QUADE, H.; REIMER, V.R.; ROESER, H. 1980. Interpretação tectônica e petrológica dos dados geocronológicos do bordo sudeste do Quadrilátero Ferrífero/MG. *An.Acad.Bras.Ci.*, v.52:785–799.

FUCK, R.A.; SA, E.F.J. de; PIMENTEL, M.N.; DARDENE, M.A.; SOARES; A.C.P. 1991. As faixas de dobramentos marginais do Craton do São Francisco. Síntese dos conhecimentos (aguarda impressão).

HARALYI, N.L.E.; HASUI, Y.; MIOTO, J.A.; HAMZA, M.V.; CONSUELO, R.V.R. 1985. Ensaio sobre a estruturação crustal do Estado de Minas Gerais com base na informação geofísica e geológica. In: *Contribuições a Geologia e Petrologia.* Belo Horizonte (Núcleo Minas Gerais):71–94.

MAGALHÃES, P.M.; CHEMALE JR. F.; ALKMIN, F.F.de. 1989. Estudo tectônico da porção sudoeste da bacia do São Francisco.In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS E BRASÍLIA, 5 e 1, 1989. Belo Horizonte.*Anais*: SBG.p.284–288.

OLIVEIRA, O.A. 1986. As falhas de empurrão e suas implicações na estratigrafia e metalogênese do Quadrilátero Ferrífero – MG. In: CONGR.BRAS.GEOL., 34, 1986. Goiânia. *Anais*: SBG, v.2: 1074–1087.

PIRES, F.R.M. 1986. The southern limits of the São Francisco Craton. *An.Acad.Bras.Ci.*, v.58: 139–145.

RODRIGUES, F.A.C; COSTA, A.F.da.; SOUZA, R.A.C.de; ROSIÈRE, C.A. 1989. Sistemas de cavalgamento do nordeste do Quadrilátero Ferrífero – MG. In: SIMP. GEOL. DE MINAS GERAIS E BRASÍLIA. 5 e 1, 1989. Belo Horizonte. *Anais*: SBG. p.6–15.

SILVA, F.H.F. & DARDENNE, M.A. 1991. Litoestratigrafia das Formações Vazante e Paracatu, na região de Paracatu, MG. *Rev.Esc.Minas* (no prelo).

SCHMIDT, W. & FLEISCHER, R. 1978. Estilo estrutural do Pré-Cambriano no Sudeste de Minas Gerais. In:CONGR.BRAS.GEOL., 30, 1978. Recife. *Anais*, v.1: 431–434.

SIMÕES, L.S.A. & VALERIANO, C.de M. 1990. Porção meridional da Faixa de Dobramentos Brasília. Estágio atual do conhecimento e problemas de correlação tectono-estratigráfica. In: CONGR.BRAS.GEOL., 36, 1990. Natal. *Anais*: SBG. v.6: 2564–2575.

TEIXEIRA, N.A. & DANNI, J.C.M. 1978. Contribuição à estratigrafia do Grupo Araxá na região de Passos, Minas Gerais. In: CONGR.BRAS.GEOL., 30, 1978. Recife. *Anais*: SBG, v.2: 700–710.

IDADES RADIOMÉTRICAS AO SUL DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO: REGIÃO DA FOLHA BARBACENA, MINAS GERAIS

Rudolph A.J. Trouw[1]
Robert J. Pankhurst[2]

Ao sul do Cráton do São Francisco, sobre embasamento siálico, ocorrem quatro ciclos deposicionais proterozóicos definidos em ANDREIS *et al.* (1989): Tiradentes, Lenheiro, Carandaí e Andrelândia. Essas sucessões foram intrudidas por rochas máficas e posteriormente afetadas por eventos termo-tectônicos (ETT) que resultaram em dois episódios metamórficos (M1 e M2) e pelo menos três fases de deformação (D1, D2 e D3). A partir de dados geocronológicos de HEILBRON *et al.* (1989), RIBEIRO *et al.* (1990) associaram M1, D1 e D2, ao ETT Uruaçuano (1400–1000 Ma), e M2 e D3 ao ETT Brasiliano (700–450 Ma).

No conjunto de dados radiométricos publicados para essa área os mais recentes do embasamento siálico forneceram idades isocrônicas Rb–Sr entre 2200 e 1900 Ma, obtidas em granodioritos (HEILBRON *et al.* 1989). Os mesmos autores obtiveram para os meta-sedimentos do Ciclo Deposicional Andrelândia (CDA) cinco isócronas Rb–Sr de referência com valores entre 1200 e 800 Ma e uma isócrona de afloramento de 636 Ma. Já a maioria das idades K–Ar varia entre 600 e 500 Ma. O significado do ETT Uruaçuano na região continua duvidoso: somente duas isócronas se encaixam em tal evento. Além disso, a grande dispersão das idades Rb–Sr e a qualidade das isócronas, geralmente com MSWD acima de um, reforçam estas dúvidas.

Com o intuito de esclarecer essa questão, foram elaboradas novas datações radiométricas: vinte e seis amostras foram analisadas pelo método Rb–Sr e cinco pelo método Sm–Nd. Os resultados são os seguintes:

1. Cinco retro-eclogitos (TROUW 1992), derivados de intrusivas máficas no CDA, foram analisadas pelo método Sm–Nd. Granadas metamórficas foram separadas e a partir das razões isotópicas de Sm e Nd de três frações (granada, rocha total e fração residual), foi obtida uma idade em torno de 600 Ma para o seu crescimento (604 ± 20 Ma, Fig.1A; 604 ± 9 Ma; 619 ± 38 Ma; 660 ± 150 Ma; 575 ± 61 Ma).

   Além disso, combinando as análises de rocha total de quatro desses retro-eclogitos, foi definida uma isócrona de referência razoável de 1780 ± 105 Ma (Fig.1B). Esse valor é interpretado como a idade de cristalização do magma máfico. Entretanto,o quinto retroeclogito, além de duas outras amostras de intrusivas máficas no CDA, previamente analisadas (HEILBRON *et al.* 1989), não combinam bem com essa isócrona.
2. Foi analisada uma lente de embasamento encaixada no CDA, onde o M1 causou anatexia, para verificar até que ponto o sistema Rb–Sr foi homogeneizado durante M1. Isso porque numa outra lente de embasamento foi verificado comportamento isotópico indicativo para dois eventos, um a 1980 ± 62 Ma e outro (M1?) a 1195 ± 66 Ma (HEILBRON *et al.* 1989). Uma isócrona Rb–Sr, baseada em dez entre onze amostras, rendeu uma idade de 1951 ± 84 Ma (Fig.1C), que no contexto das outras idades do embasamento próximo é interpretada como idade de cristalização. Para nossa surpresa não se verificaram indícios de modificação por M1, demonstrando que o sistema Rb–Sr pode se manter inalterado apesar de metamorfismo e deformação intensos, inclusive com início de anatexia.
3. Para melhor fixar a idade de M2 foram analisadas amostras de três granitos anatéticos parautóctones, derivados do CDA, provavelmente associados a M2. Infelizmente essas amostras apresentam uma dispersão isotópica tão grande que não se encaixam no modelo isocrônico. Dois granitos, um com cinco e outro com quatro amostras, renderam *errócronas* com idades de 550 ± 250 Ma (MSWD = 391) e 625 ± 180 Ma (MSWD = 715), e o terceiro, com cinco amostras, resultou numa idade com erro superior a este (795 ± 920 Ma).

[1]UFRJ, Rio de Janeiro
[2]British Antarctic Survey, IGL–BGS, Keyworth, Nottingham, UK.

Esses resultados mostram com clareza a fragilidade dos modelos evolutivos amarrados a determinados eventos termo-tectônicos, na região enfocada. O objetivo das datações foi a melhor definição do ETT Uruaçuano e os resultados não renderam nenhuma idade que possa ser relacionada a este evento.

Avaliando os dados apresentados aqui, em conjunto com os publicados anteriormente, parece-nos que as idades mais confiáveis para M1 são as de Sm–Nd para o crescimento de granada, que mostram uma grande coerência entre si. Isto significa que M1 e D1 + D2 a ele associados, seriam produtos do ETT Brasiliano e não do ETT Uruaçuano, como suposto anteriormente. M2 e D3 também resultariam do ETT Brasiliano, com idade mínima de 500 Ma, definida pelas determinações K–Ar. Nesta interpretação a sedimentação dos ciclos deposicionais deve ter ocorrido entre 1900 e 600 Ma. Se a isócrona Sm–Nd de 1780 Ma para as rochas máficas intrusivas no CDA é aceita como confiável, isto significaria que todos os quatro ciclos se depositaram no intervalo entre 1900 e 1780 Ma.

Cinco isócronas Rb–Sr de referência do CDA e uma do embasamento retrabalhado, com valores entre 1200 e 800 Ma (HEILBRON *et al.* 1989) não se encaixam nesse esquema. No momento não temos uma explicação satisfatória para isso. No entanto parece-nos possível que uma certa quantidade de Sr radiogênico proveniente do embasamento foi retido em clastos feldspáticos que integram sedimentos do CDA. Embora parte desse Sr possa ter escapado durante a diagênese e o metamorfismo, outra parte pode ter remanescido, explicando o grande leque de 400 m.a., entre 1200 e 800 Ma, dos resultados.

Concluindo, gostaríamos de frisar que o modelo aqui proposto é função dos poucos dados disponíveis atualmente, que ainda precisam de confirmação por outros métodos para serem plenamente confiáveis.

Referências

ANDREIS, R.R.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F.V.P. 1989. Caracterização Preliminar dos Ciclos Deposicionais Proterozóicos no sudeste de Minas Gerais. In: SIMP. GEOL. SUDESTE, 1, Rio de Janeiro, 1989. Boletim de Resumos, Rio de Janeiro, SBG/Núcleos RJ-SP: 101.

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 (MG). An. Acad. bras. Ci., 61(2): 177–199.

RIBEIRO, A.; PACIULLO, F.V.P.; ANDREIS, R.R.; TROUW, R.A.J.; HEILBRON, M. 1990. Evolução Policíclica Proterozóica ao sul do Cráton do São Francisco: análise da região de São João del Rei e Andrelândia. In: CONGR. BRAS. GEOL., 36, Natal, 1990. Anais... Natal, SBG, v. 6: 2605–2614.

TROUW, R.A.J. 1992. Evolução tectônica ao sul do Cráton do São Francisco, baseado em análise metamórfica. In: CONGR. BRAS. GEOL., 37, São Paulo, 1992. Boletim de Resumos Expandidos, São Paulo, SBG, v. 1: 327.

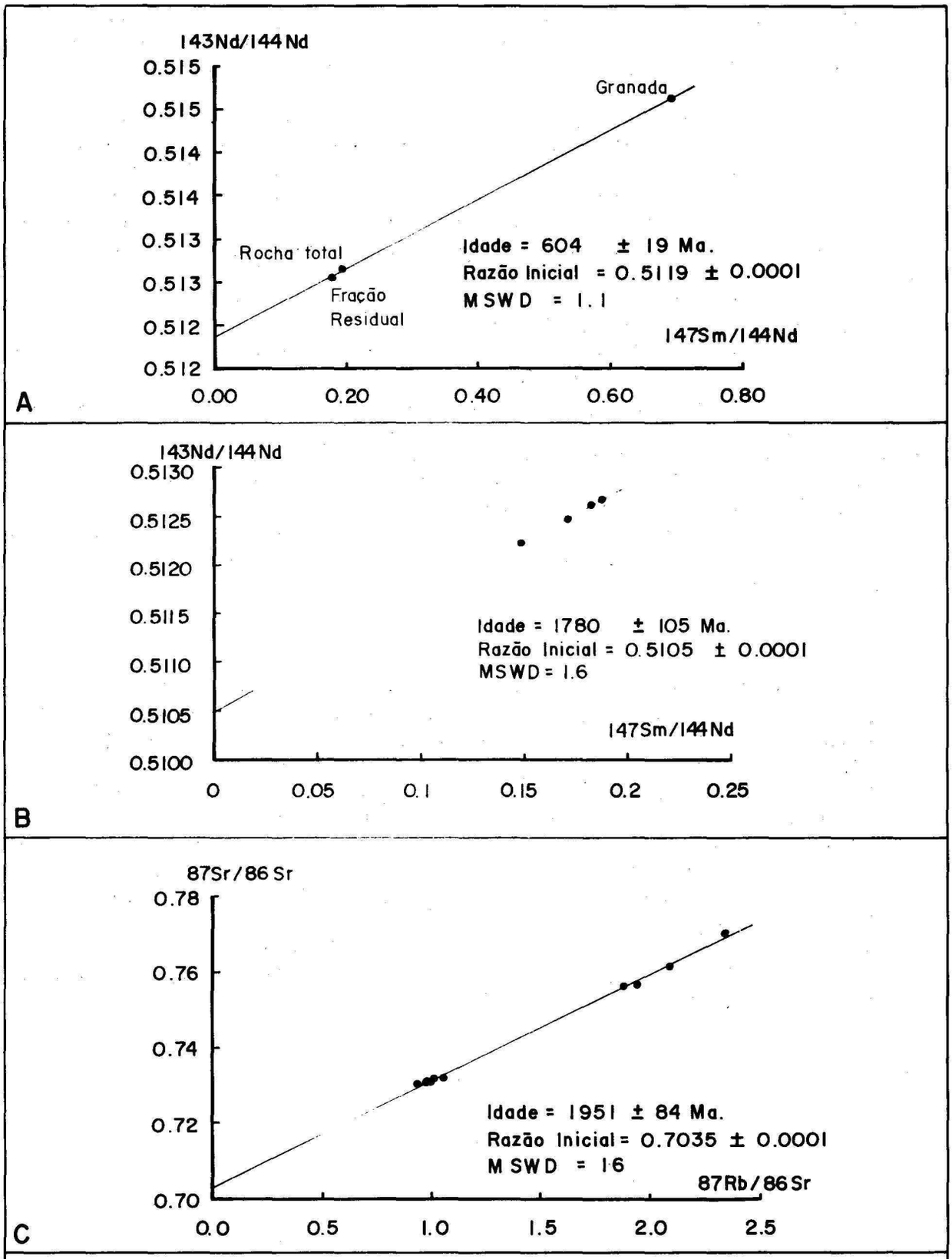


FIGURA 1

A - Diagrama isocrônico Sm-Nd para o crescimento de granada na amostra CD-22-4 de retro-eclogito.

B - Diagrama isocrônico Sm-Nd de referência de quatro retro-eclogitos (rocha total): CR-22-3, RA-7C, AR-11-4 e LZR-187.

C - Diagrama isocrônico Rb-Sr de afloramento de dez amostras de lente de ortognaisse no CDA: ponto AR-14.

COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA E EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DO SEGMENTO CENTRAL DA FAIXA RIBEIRA, A SUL DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO

Monica Heilbron[1]
Cláudio de Morisson Valeriano[1]
Miguel Tupinambá[1]
Júlio Cesar Horta de Almeida[1]
Claudia Valadares[1]
Luis Guilherme Eirado Silva[2]
Daniel Borges Nava[1]
Fátima Blanco de Dios[2]

Na seção geotransversal Bom Jardim de Minas (MG) – Mangaratiba (RJ), segmento central da Faixa Móvel Ribeira (FR), três escamas de empurrão, imbricadas de SE para NW, cavalgam os Domínios Tectônicos Carrancas (DTC) e Autóctone (DTA), situados na margem sul-sudeste do Cráton do São Francisco (CSF). O Domínio Tectônico Paraíba do Sul (DTPS) representa a escama superior e cavalga o Domínio Tectônico Juiz de Fora (DTJF) que, por sua vez, se superpõe aos terrenos do Domínio Tectônico Andrelândia (DTAND).

O DTA caracterizado pela ocorrência de quatro seqüências meta-sedimentares mesoproterozóicas, definidas como ciclos deposicionais por ANDREIS *et al.* (1989), da base para o topo: Tiradentes (CDT), Lenheiro (CDL), Caranda (CDC) e Andrelândia (CDA). Diques meta-básicos, representantes de um período extensional relacionado implantação da bacia Caranda, cortam os ciclos CDT e CDL (RIBEIRO *et al.* 1990; RIBEIRO 1992).

No DTC só afloram meta-sedimentos atribuídos ao Ciclo Deposicional Andrelândia. O embasamento destas rochas supracrustais, nos dois domínios tectônicos acima descritos, constitudo por terrenos de baixo grau metamórfico (granito-*greenstone*) e por terrenos de alto grau metamórfico, representados pelos ortognaisses e rochas granulíticas do Complexo Mantiqueira.

No DTAND foram identificados dois conjuntos litológicos: a) supracrustais do Proterozóico médio, que constituem o Ciclo Deposicional Andrelândia (CDA); e b) seu embasamento, constituído por ortognaisses tonalíticos migmatíticos, intrudidos por granodioritos e granitos. Ocorrem também rochas granulíticas. Este conjunto é denominado Complexo Mantiqueira (CM) e sua história geológica remonta ao Arqueano, com importante retrabalhamento (metamorfismo granulítico?) e acrescimentos crustais no Proterozóico inferior. Lentes, corpos irregulares e *boudins* de meta-basitos foram estudados por PACIULLO (1992) no CDA. Foram identificadas duas assinaturas litogeoquímicas distintas no conjunto (alto Mg e alto Fe), o que foi interpretado pelo autor citado como um magmatismo toleítico continental. O DTJF caracterizado por uma intercalação tectônica de dois conjuntos distintos: a) meta-sedimentos do CDA, com intrusões de rochas meta-básicas e idêntico empilhamento tectono-estratigráfico que o do DTAND; e b) granulitos ortoderivados, de composição e características geoquímicas variadas, integrantes do Complexo Juiz de Fora (CJF), interpretado como embasamento do primeiro. No DTPS ocorre o Grupo Paraíba do Sul (GPS), constituído por xistos e paragnaisses com intercalações de rochas carbonáticas e cálcio-silicíticas. Este conjunto meta-sedimentar invadido pela Suíte Intrusiva Quirino-Dorândia (SIQD), composta por ortognaisses graníticos, monzonticos e granodioríticos, de provável afinidade cálcio-alcalina. Os meta-sedimentos dos três domínios tectônicos investigados em maior detalhe (DTAND, DTJF e DTPS) mostram a mesma evolução metamórfica e deformacional, com diferenças em estilo estrutural e intensidade do metamorfismo, atribudas a distintos níveis crustais superpostos durante intenso encurtamento crustal. As estruturas identificadas nos domínios supracitados foram subdivididas, com base na análise geométrica e da

[1]UERJ — Universidade do Estado do Rio de Janeiro
[2]Trabalho realizado com recursos do CNPq, FAPERJ e PADCT/FINEP

relação com o metamorfimo, nas seguintes fases de deformação: D_1 e D_2, interpretadas como progressivas e contemporâneas à etapa metamórfica M_1; D_3, contemporânea etapa M_2; e D_4.

As fases da Deformação Principal ($D_1 + D_2$) são responsáveis pelo imbricamento destas escamas de empurrão e, portanto, pela compartimentação tectônica regional deste segmento da Faixa Ribeira. Compõem o quadro da Deformação Principal: dobras apertadas a isoclinais, assimétricas, acilíndricas, associadas a foliação penetrativa (S_2 ou $S_1 + S_2$); dobras em bainha e tubulares; zonas de cisalhamento com formação de rochas miloníticas; e forte lineação de estiramento. A análise estrutural geométrica permitiu a visualização de um modelo cinemático evolutivo, típico para áreas de convergência oblíqua: na etapa D_1 a cedo-D_2, o transporte tectônico principal dirigido para NW, em direção ao CSF; o intenso encurtamento causa a verticalização das estruturas já formadas e a incorporação de lascas do embasamento; na etapa tardi-D_2, a deformação principal passa a possuir uma importante componente direcional destral, especialmente no contato do DTPS com o DTJF. Nesta última etapa formação do empurrão basal do DTAND, pós-ápice térmico, resultando em perturbações no padrão metamórfico previamente estabelecido. Após a compartimentação tectônica causada pela deformação principal, os três domínios experimentam os efeitos das fases de deformação tardias (D_3 e D_4). A deformação D_3 ainda típica para ambientes compressivos e origina o redobramento das estruturas já formadas, com planos axiais subverticais e eixos de caimento suave NE-SW. Uma importante estrutura de dobramento D_3 observada em escala regional, a Megassiforma do Rio Paraíba do Sul (HEILBRON *et al.* 1990), faz com que voltem a aflorar, no flanco SE (região da Serra do Mar), as escamas tectônicas observadas no flanco NW (Serra da Mantiqueira). O caráter heterogêneo de D_3 origina importantes zonas de cisalhamento dúcteis transpressivas destrúgiras, como a do Rio Paraíba do Sul (ZCPS). D_4 causa dobras suaves a abertas associadas a zonas de cisalhamento de direçãoo NNW, em regime dúctil-réptil. A análise das componentes de rejeito e o giro anti-horário destas ZC são sugestivos para um regime de deformação transtensiva.

Duas etapas metamórficas M_1 e M_2 estão associadas à tectônica convergente, brevemente comentada acima. A etapa M_1, com ápice térmico sin-D_2, possui regime de pressão intermediária a alta, e responsável pelo padrão metamórfico inverso observado. Granitóides xistosos, tipo I (Suíte Intrusiva Quirino-Dorândia) e S (granitóide Rio do Turvo), com posicionamento temporal cedo a sin-D_2 foram interpretados como indicativos para fusão crustal, tanto do conjunto metasedimentar (CDA e GPS), como de seu embasamento (CM e CJF). A etapa M_2 em regime de pressão mais baixa, associada deformação D_3 e geração de rochas granitóides do tipo I (granito Serra do Lagarto e leucogranito Serra do Ipiranga) e S (em parte leucogranitos e cordierita granitos intercalados no CDA). Os granitóides acima mencionados são mais frequentes no DTPS, e ocorrem raramente no DTAND. As etapas M_1 e M_2 são interpretadas como contínuas e decorrentes de um processo de colisão continental: M_1 representante da época de deslaminação e *underthrusting* do DTAND, subductado para SE, por baixo do DTJF e DTPS; e M_2 resultante da duplicação crustal com intensa refusão dos meta-sedimentos e de seu embasamento, na etapa tardi-colisional.

Na seção geotransversal abordada, o metamorfismo granulítico (Me), com regime de pressão baixa segundo dados geotermobarométricos de OLIVEIRA (1980), foi detectado somente nos litotipos do Complexo Juiz de Fora (no DTJF). Desta forma, atribuído a um evento mais antigo (Evento termo tectônico Transamazônico?), próprio do embasamento das seqüências metasedimentares.

Embora existam poucos dados geocronológicos Rb/Sr representativos para o limite Meso-Neoproterozóico no DTAND (RIBEIRO *et al. op. cit.* & HEILBRON *et al.* 1989), o expressivo volume de idades neoproterozóicas e a relação tectono-metamórfica descrita acima são sugestivas para uma evolução monocílica, atribuída ao Evento termo-tectônico brasiliano. Portanto, a questão mono × policiclismo para este segmento da FR continua sendo um problema em aberto.

A integração dos dados obtidos com os disponíveis na literatura permitiu a elaboração de um modelo de evolução tectônica ensiálica para o setor central da Faixa Ribeira investigado, com a implantação de bacias intracontinentais no Proterozóico médio, e por seu intenso encurtamento no Evento Termo-tectônico Brasiliano, em parte já apresentado em HEILBRON (1990). Processos como deslaminação, *underplating* e subducção-A para SE, do segmento li-

tosférico do Domínio Tectônico Andrelândia sob o Domínio Tectônico Paraíba do Sul, poderiam ser responsáveis pelos efeitos metamórfico-deformacionais e pelo magmatismo identificado na seção geotransversal. O Domínio Tectônico Juiz de Fora representaria a zona de sutura desta etapa de colisão oblíqua, com intensa incorporação e retrabalhamento de segmentos crustais mais profundos.

Referências

ANDREIS, R. R.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F. V. P. 1989. Ciclos deposicionais no Proterozóico das folhas Barbacena e Divinópolis (setor sul), 1:250000. In: Simp. Geol. Sudeste, I, Rio de Janeiro, 1989. Boletim de Resumos... Rio de Janeiro, SBG. p. 97–98.

HEILBRON, M. 1990. O Limite entre as Faixas de Dobramento Alto Rio Grande e Ribeira, na seção Bom Jardim de Minas (MG) – Barra do Piraí (RJ). In: Cong. Bras. Geol., 36º , Natal, Anais..., Natal, SBG, V-6: 2813–2826.

HEILBRON, M.; GONALVES, M.L.; TEIXEIRA, W. TROUW, R. A. J.; KAWASHITA, K.; PADILHA, A. 1990. Geocronologia da área entre Lavras, São João del Rei, Lima Duarte e Caxambú An. Acad. Bras. Cienc. 61(2):177–199.

HEILBRON, M.; VALERIANO, C. M.; ALMEIDA, J. C. H.; TUPINAMBÁ, M. 1991. A Megassinforma do Paraíba do Sul e sua implicação na compartimentação tectônica do setor central da Faixa Ribeira. In: Simp.Geol. Sudeste, 2, São Paulo, Atas..., São Paulo, SBG, p. 519–527.

OLIVEIRA, M. A. F. 1980. Petrologia das rochas granulíticas da Faixa Paraíba do Sul, Estados do Rio de Janeiro e Minas Gerais. Tese de Livre Docência, IGCE-UNESP, 116p (inédito).

PACIULLO, F. V. P. 1992. Orto-anfibolitos no Ciclo Deposicional Andrelândia. Assinatura Química e Ambiente Tectônico. In: Cong. Bras. Geol., 37º , São Paulo, Boletim de Resumos Expandidos..., São Paulo, V-2: 28–29.

RIBEIRO, A.; PACIULLO, F. V. P; ANDREIS R. R.; TROUW, R. A. J.; HEILBRON, M. 1990. Evolução policíclica proterozóica no sul do Cráton do São Francisco: análise da região de São João del Rei e Andrelândia, MG. Cong. Bras. Geol., 34º , Natal RN, Anais... 6:2605–2614. SBG, Natal – RN.

RIBEIRO, A. 1992. Diques Máficos Proterozóicos em São João del Rei, MG. IN: Cong. Bras. Geol., 37º , São Paulo, Boletim de Resumos Expandidos..., São Paulo, V-1: 508–510.

METAMORFISMO GRANULÍTICO DO COMPLEXO PARAÍBA DO SUL NA PORÇÃO SETENTRIONAL DA FAIXA RIBEIRA, A LESTE DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO

Miguel Tupinambá[1]

A Faixa Ribeira se estende por centenas de quilômetros entre os estados de Minas Gerais, Rio de Janeiro e São Paulo, sendo considerada como uma das faixas marginais do Cráton do São Francisco. Na sua porção setentrional, é constituída por dois complexos metamórficos: o Complexo Juiz de Fora e o Complexo Paraíba do Sul. O primeiro se caracteriza por rochas granulíticas e é considerado como unidade arqueana, enquanto o segundo é uma unidade proterozóica constituída por ortognaisses e meta-sedimentos com pico metamórfico no fácies anfibolito. Neste trabalho são apresentados dados sobre picos metamórficos no fácies granulito nos gnaisses do Complexo Paraíba do Sul da região noroeste fluminense. De acordo com estes dados, o autor recomenda uma reavaliação de terrenos granulíticos da Faixa Ribeira, quanto aos seus protólitos e à idade do metamorfismo.

A Série Paraíba foi definida por H. Ebert (EBERT 1955) na Zona da Mata Mineira, tendo em seus litotipos ortognaisses, charnockitóides, paragnaisses, mármores e quartzitos . No ano seguinte, o mesmo autor decidiu individualizar os gnaisses charnockíticos do topo da Série Paraíba no que chamou de Série Juiz de Fora (EBERT 1956a). No perfil-tipo da unidade, nos arredores de Juiz de Fora, foram descritos quartzitos, biotita gnaisses com bancos de quartzito, gnaisses kinzigíticos e gnaisses charnockíticos (EBERT 1956b). Na mesma época, G. Rosier, ao trabalhar na região central e norte do Rio de Janeiro, identificou corpos charnockíticos intrusivos, que denominou de ortocharnockitos e uma alternância, que considerou primária, entre granulitos básicos e gnaisses migmatíticos (ROSIER 1957, 1965).

Posteriormente, Ebert decidiu abandonar o termo Série Juiz de Fora e incluir as rochas granulíticas no Grupo Paraíba do Sul (EBERT 1968) como uma sequência meta-sedimentar metamorfizada no fácies anfibolito e, localmente, no fácies granulito.

Apesar da eliminação da Série Juiz de Fora por seu criador, o termo ainda é utilizado largamente em trabalhos mais recentes (OLIVEIRA 1983; MACHADO FILHO 1983), mantendo-se as rochas granulíticas no Complexo Juiz de Fora e os gnaisses migmatíticos e ortognaisses no Complexo Paraíba do Sul (MACHADO FILHO 1983).

Acredita-se que a origem da questão esteja nas idades Rb/Sr de 1923 Ma obtidas por CORDANI et al. (1973) para gnaisses granulíticos na região de Três Rios (RJ) e de 620 Ma para gnaisses sintectônicos na Serra dos órgãos, na região central do Estado do Rio de Janeiro. A distância entre as duas idades serviu para consagrar a separação entre granulitos arqueanos no Complexo Juiz de Fora e gnaisses migmatíticos proterozóicos no Complexo Paraíba do Sul.

O autor deste trabalho desenvolveu uma tese de mestrado (TUPINAMBÁ 1993) no contato entre estes complexos, na região noroeste fluminense, entre Itaperuna e Italva Na área estudada foram encontrados gnaisses bandados, quartzitos, mármores e granada gnaisses, todos parcialmente assimilados por um processo de migmatização diatexítico. Duas grandes zonas de cisalhamento verticais e de deslocamento oblíquo ocorrem: a *Zona de cisalhamento do Aré* (ZCA) e a *Zona de Cisalhamento de São João do Paraíso* (ZCSJP), esta última descrita inicialmente por BRENNER et al. (1980). Estas grandes estruturas e a deformação associada a elas representam a última fase de deformação na região, denominada de Dn+2. Durante esta fase se formou um corpo granitóide autóctone (*Granitóide São João do Paraíso*). A fase anterior, Dn+1, com poucas estruturas preservadas, desenvolveu dobras isoclinais e fechadas de baixo ângulo de mergulho, com zonas de cisalhamento métricas associadas a seus flancos. A primeira fase de deformação reconhecida (Dn) teria sido responsável pela formação do bandamento dos gnaisses.

[1]Dep. Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ)
Trabalho realizado com auxílio do CNPq (proc. 4042/88 e 6041/90)

Para efeito de comparação, a área a noroeste da ZCSJP foi denominada de *Domínio Itaperuna*, onde trabalhos anteriores apontavam rochas do Complexo Juiz de Fora (MACHADO FILHO 1983). A sudeste da ZCSJP se encontra o *Domínio Italva*, ocupado por rochas do Complexo Paraíba do Sul, segundo os mesmo autores. Em ambos os domínos foram encontrados somente os litotipos equivalentes àqueles do Complexo Paraíba do Sul. Os domínios diferem apenas no grau de metamorfismo, deformação e fusão parcial, indicando uma possível justaposição de níveis crustais diferentes. O Domínio Itaperuna foi mais intensamente atingido pelos eventos associados à fase Dn+2, com maior grau de deformação cisalhante, migmatização diatexítica e metamorfismo granulítico. No Domínio Italva a deformação Dn+2 foi menor; em compensação, se pode encontrar com mais frequência estruturas Dn+1. O corpo granitóide sin–Dn+2 (*Granitóide Italva*) tem características alóctones. O metamorfismo neste domínio atingiu apenas o fácies anfibolito.

Dentre as unidades mapeadas, aquela que mais se presta ao estudo das variações metamórficas é o *Gnaisse Bandado Santo Eduardo*, que contém bandas máficas e félsicas intercaladas em proporcões centimétricas a métricas. De Italva a Itaperuna, suas características texturais e mineralógicas indicam uma passagem do fácies anfibolito superior ao fácies granulito: a) nas bandas máficas, se passa de um anfibolito com clinopiroxênio a granulitos com ortopiroxênio; b) nas bandas félsicas, a associação biotita + hornblenda dá lugar à biotita + ortopiroxênio ou simplesmente ortopiroxênio, além de uma mudança de cor, adquirindo cores esverdeadas típicas de granulito. É importante destacar que este gnaisse é encontrado em uma grande área da Faixa Ribeira Setentrional, e já foi descrito como Unidade Santo Eduardo (COSTA 1978) ou como Unidade Itaocara (SAD & DUTRA 1988), sendo considerado por estes últimos autores como uma formação do Grupo Paraíba do Sul.

Também foram encontradas associações minerais e texturas distintas, principalmente em rochas meta-máficas, que podem ser atribuídas a dois picos de metamorfismo granulítico: o primeiro, estático, com associações entre clino e ortopiroxênio e texturas granoblásticas, posterior à fase de deformação Dn+1; o segundo pico é sincinemático, simultâneo à fase Dn+2 e à formação de diatexitos, e se caracteriza por uma associação entre clinopiroxênio, granada simplectítica e opacos. De acordo com esta variação textural e mineralógica, é provável que tenha havido um aumento de pressão entre os dois picos metamórficos, sendo mantida a temperatura. Uma aproximação mais adequada do problema seria feita com a utilização de métodos de geotermometria e geobarometria, que não foram utilizados.

Os resultados obtidos indicam que, pelo menos na área estudada, os gnaisses e meta-sedimentos do Grupo Paraíba do Sul foram submetidos a metamorfismo do fácies granulito, como defendiam Ebert e Rosier. Quanto à questão das idades obtidas por CORDANI *et al.* (1973), deve-se considerar a possibilidade de que a amostragem tenha sido feita em um afloramento do Complexo Mantiqueira granulitizado, como descrito por HEILBRON *et al.* (1993), neste mesmo simpósio. De acordo com esta interpretação, é preciso então revisitar as extensas áreas da Faixa Ribeira descritas como Complexo Juiz de Fora, separando-se granulitos do Complexo Mantiqueira (de idade arqueana) de meta-sedimentos granulitizados do Complexo Paraíba do Sul.

Referências

BRENNER, T.L.; FERRARI, A.; PENHA, H.L. 1980. Lineamentos estruturais do nordeste do Estado do Rio de Janeiro. An. XXXI Cong. Bras. Geol., vol.5, 2551–1564, SBG, Camboriú.

CORDANI, U.; DELHAL, L.; LEDENT, O. 1973. Orogeneses superposees dans le precambrien du Brésil sud-oriental (états de Rio de Janeiro et Minas Gerais). Can. J. Earth Sci., 5: 629–632.

COSTA, L.A.M. (Coord.) 1978. Texto Explicativo da Folha Geológica São João do Paraíso. Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro, DRM/RJ, Niterói.

EBERT. H. 1955. Relatório de Atividades. In: Relatório Anual do Diretor. Bol. Div. Geol. Miner., ano 1954: 79–89. DNPM, Rio de Janeiro.

EBERT, H. 1956a. Relatório de Atividades. In: Relatório Anual do Diretor. Bol. Div. Geol. Miner., ano 1956: 97–107, DNPM, Rio de Janeiro.

EBERT, H. 1956b. Beitrag Zur Gliedrung des Prakambrium in Minas Gerais. Geol. Runds., 45: 471–521.

EBERT, H. 1968. Ocorrência da fácies granulítica no sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes, em dependência de sua estrutura orogênica: hipótese sobre sua origem. An. Acad. bras. Ci., 40: (supl), 215–229, Rio de Janeiro.

HEILBRON, M.; VALERIANO, C.M.; TUPINAMBÁ, M.; ALMEIDA, J.C.H.; VALADARES, C.; SILVA, L.G.E.; NAVA, D.B.; DIOS, F.B. 1993. Compartimentação tectônica e evolução geológica do segmento central da Faixa Ribeira, a sul do Cráton do São Francisco. Submetido ao Simpósio do Cráton do São Francisco.

MACHADO FILHO, L.(coord.) 1983. Geologia. In: Relatório das folhas SF 23/24 Rio de Janeiro e Vitória, RADAMBRASIL, vol. 32, Rio de Janeiro.

OLIVEIRA, M.A. 1983. As rochas granulíticas da Faixa Paraíba do Sul. Rev. Bras. Geoc., 13 (2): pp 84–92.

ROSIER, G.F. 1957. A geologia da Serra do Mar, entre os picos de Maria Comprida e Desengano (Estado do Rio de Janeiro). Bol 222 Div. Geol. Miner. , DNPM, Rio de Janeiro.

ROSIER, G.F. 1965. Pesquisas geológicas na parte oriental do Estado do Rio de Janeiro e na parte vizinha de Minas Gerais. Bol 265 Div. Geol. Min. DNPM,. Rio de Janeiro.

SAD, J.H.G. & DUTRA, C.V. 1988. Chemical composition of supracrustal rocks from Paraiba do Sul group, Rio de Janeiro State, Brazil. Geochim. Brasil. VII (2): 143–174.

TUPINAMBÁ, M. 1993. Litoestratigrafia, estruturas e metamorfismo do precambriano entre Itaperuna e Italva, RJ. Tese de Mestrado apresentada ao programa de pós-graduação em Geologia da UFRJ, 132 pag., Rio de Janeiro.

ESTRUTURAS TRANSCORRENTES NA BORDA SUL DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO: UMA INTERPRETAÇÃO

Rômulo Machado[1]
Issamu Endo[2]

Os trabalhos de análises geométrica e cinemática que vêm sendo conduzidos na parte sul do Cráton do São Francisco (Fig. 1), principalmente em rochas do embasamento, mostram evidências de uma tectônica transcorrente de rejeito direcional, o que contrasta com as características da tectônica da Faixa de Dobramentos Alto Rio Grande (FARG), notadamente dos Grupos São João Del Rei e Andrelândia.

No limite sul do cráton, mais precisamente nas regiões de Lavras, São João Del Rei, Congonhas do Campo e Bom Sucesso, as rochas do embasamento são constituídas principalmente por ortognaisses de composição granodiorítica a tonalítica e por seqüências metavulcano-sedimentares em condições metamórficas de baixo a médio graus. Os ortognaisses, com diferentes graus de deformação, são caracterizados por um bandamento metamórfico diferenciado, o qual é superposto por uma trama planar subvertical de direção próxima a E–W (N90–130E).

Nota-se, nestas rochas, uma lineação de estiramento mineral (Lm) de baixa obliqüidade (10–20º). Zonas de cisalhamento de rejeito direcional destral dúctil-rúptil, de espaçamento métrico a decimétrico, superimpõem-se a esta trama.

As primeiras unidades quartzíticas do Grupo São João Del Rei (GSJR) mostram em geral contatos tectonizados com este embasamento, quase sempre verticalizados, de direção próxima de E–W, com Lm de baixa obliqüidade. Na Serra do Lenheiro, este contato é descrito como sendo do tipo normal, com as unidades de quartzitos repousando em discordância sobre o embasamento (VALERIANO 1985).

No Grupo Andrelândia (GAn), as Lm apresentam obliqüidade máxima e mínima, respectivamente para os quadrantes SE e NE/SW. Localmente, nas unidades do GSJR e nas do GAn as Lm apresentam um arranjo irregular devido à superposição de dobramentos tardios. Para o interior da faixa dobrada, predomina uma foliação com mergulhos baixos (20 a 40°) para SE, mudando abruptamente no Domínio Juiz de Fora (DJF), onde atinge valores da ordem de 60 a 70°, sempre para SE (ver HEILBRON 1993).

Nos domínios mais internos da Faixa Móvel Ribeira (FMR), MACHADO & ENDO (no prelo) descrevem uma mega-estrutura em flor positiva, resultante de fenômenos de transpressão associados às zonas de cisalhamentos transcorrentes destrais, de caráter dúctil, que corresponde ao Cinturão de Cisalhamento Atlântico (CCA). Este cinturão mostra uma complexa organização interna, sendo representado conjuntamente pelos domínios Juiz de Fora e Paraíba do Sul.

As zonas de cisalhamento destes domínios foram descritas primeiramente com esta cinemática por BRAUN (1972 e 1975) e ALMEIDA *et al.* (1975).

Analisando as estruturas de cisalhamento no embasamento da área investigada (Fig 1) e a organização estrutural das seqüências supracrustais que compõem a FARG, verifica-se que elas são compatíveis geométrica e cinematicamente com a deformação cisalhante apresentada pelo CCA. Neste sentido, acredita-se que as estruturas investigadas na borda sul do Cráton do São Francisco, tanto no seu embasamento quanto na sua cobertura, representam o resultado de uma manifestação tectônica do cinturão de cisalhamento situado a SSE.

Assim sendo, o CCA constituiria a zona focal de propagação da deformação transmitida através de um tectônica tangencial aos domínios externos ao cinturão.

Esta mesma estrutura pode ser interpretada também por meio de uma tectônica de escape, conforme referido por SADOWSKI (1991) e modelado por VOUCHEZ *et al.* (1992). Os autores

[1]IG/USP Instituto de Geociências da USP Rua do Lago 562, São Paulo, SP
[2]DEGEO/EM/UFOP Departamento de Geologia da Escola de Minas — UFOP Campus Morro do Cruzeiro s/n — Ouro Preto, MG

do presente trabalho entendem que este mecanismo é um fenômeno particular de uma tectônica mais geral descrita por ENDO & MACHADO (no prelo).

Este modelo pode também ser aplicado para outras faixas móveis marginais ao Cráton do São Francisco, como mostra o trabalho de ENDO & MACHADO (1993, neste simpósio).

Referências

ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; CARNEIRO, C. D. R. 1975. O lineamento do Além-Paraíba. An. Acad. Bras. Ciênc., 47(3/4):575, RJ.

BRAUN, O. P. G. 1972. Faixas rúpteis do Escudo Brasileiro. XXVII Congr .Bras. Geol., Belém-PA (inédito).

BRAUN, O. P. G. 1975. The coastal orogenic-belt structure of Southeastern Brazil. In: Intern. Symp. on Continental Margins of Atlantic Type. São Paulo, SP. 31p (inédito).

HEILBRON, M. 1993 Evolução tectono-metamórfica da seção Bom Jardim de Minas (MG) – Barra do Piraí (RJ), Setor Central da Faixa Ribeira. IG/USP (Tese de Doutorado) (em andamento).

MACHADO, R. & ENDO, I. (no prelo) A megaestrutura em flor positiva do Vale do Rio Paraíba do Sul e suas implicações tectonicas.

MACHADO FILHO, L.; RIBEIROS, M. W.; GONZALEZ, S. R.; SCHENINI, C. A.; SANTOS NETO, A.; PALMEIRA, R. C. B.; PIRES, J. L.; TEIXEIRA, W.; CASTRO, H. E. F. 1983. Projeto Radam Brasil. Folhas sf23/24, Rio de Janeiro/Vitória, Geologia, 1:27–304.

SADOWSKI, G. R. 1991. A megafalha de Cubatão no Sudeste. Bol. IG/USP, Série Cient. 22: 15–28.

SCHOBBENHAUS, C.; CAMPOS, D. A.; DERZE, G. R.; ASMUS, H. E. 1984. Geologia do Brasil. Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais. Escala 1:2500000. DGM/DNPM, Brasília. 501p.

VALERIANO, C. de M. 1985. Geologia estrutural e estratigrafia do Grupo São João Del Rei na região de São João Del Rei, MG. IG/UFRJ (Dissertação de Mestrado), 99p.

VOUCHEZ, A.; TOMMASI, A.; EGYDIO da SILVA, M.; TROMPETTE, R. 1992. Tectônica de escape na terminação de um cráton: A Faixa Ribeira. XXXVII Congr.Bras.Geol.,São Paulo, 2: 373–375.

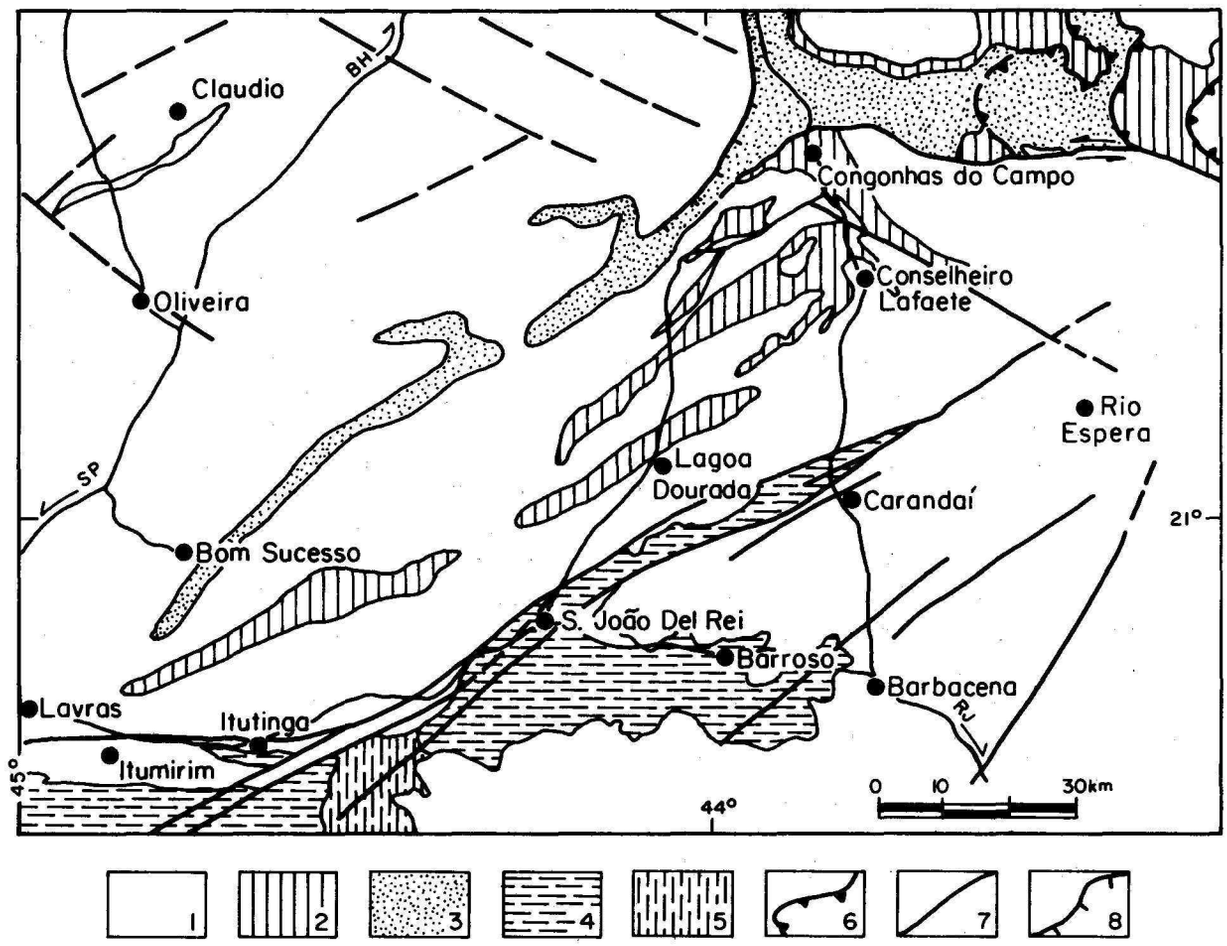


Figura 1. Esboço geológico-estrutural da área investigada, porção Sul do Cráton São Francisco (comp. de SCHOBBENHAUS *et al* 1984 e MACHADO FILHO *et al.* 1983). 1– Complexos do Embasamento (Barbacena, Divinópolis, Campos Gerais e Piedade); 2– Supergrupo Rio das Velhas e Grupo Lafaiete; 3– Supergrupo Minas; 4– Grupo São João Del Rei; 5– Grupo Andrelândia; 6– Falhas de Empurrão; 7– Falhas de Alto Ângulo; 8– Falhas Normais.

DUAS FAIXAS LITO-ESTRUTURAIS DISTINTAS E O LIMITE DAS PROVÍNCIAS TOCANTINS E MANTIQUEIRA, ENTRE ALPINÓPOLIS E NOVA RESENDE (MG)

Gergely André Julio Szabó[1]
Henrique Llacer Roig[2]
Alfonso Schrank[2]
Asit Choudhuri[2]

Neste trabalho, pretende-se dar continuidade à proposta de CROSTA *et al.* (1986) e SCHRANK *et al.* (1990) de compartimentação lito-estratigráfica do Complexo Campos Gerais (CCG) segundo domínios distintos. Os trabalhos conduzidos desde então em áreas- piloto da região, em escala de detalhe (*e.g.* SZABÓ 1989; ROIG 1993) permitiram um refinamento, mais especificamente sobre uma faixa norte-sul compreendida entre Alpinópolis e Nova Resende (Figura 1). Desta maneira, o CCG, tal como apresentado entre outros, nos mapas geológicos ao milionésimo (Folha do Rio de Janeiro; FONSECA *et al.* 1979; MACHADO FILHO *et al.* 1983) pode ser subdividido em duas unidades nítidamente distintas, separadas por uma descontinuidade tectônica. Esta subdivisão implica em uma revisão ampla, não só do quadro estratigráfico da região, mas também do significado tectônico destas unidades quanto à infra- estrutura e suas coberturas, dos modelos metalogenéticos propostos até agora e nos limites entre as Província Tocantins e Mantiqueira.

Na parte norte da área considerada (Fig. 1), afloram rochas típicas de terrenos granito-*greenstone* modificados, representadas por uma suíte de ortognaisses tonalíticos-granodioríticos. Análises isotópicas Rb/Sr obtidas em núcleos melhor preservados de um destes tonalitos (tipo Serra do Dondó), situados em meio a ortognaisses granodioríticos, sugerem idades arqueanas (~ 2,9 Ga – TEIXEIRA *et al.*, 1989). Remobilizações posteriores desses ortognaisses foram datadas em 1,8 Ga (CHOUDHURI *et al.* 1991 — isócrona Rb/Sr). Estes terrenos incluem ainda corpos predominantemente meta-ultramáficos, de origem vulcânica, identificados como komatiítos (contendo, em Fortaleza de Minas, mineralização vulcanogênica de Ni–Cu sulfetado) e acompanhados caracteristicamente por formações ferríferas bandadas, meta-cherts, anfibolitos e micaxistos com granada, estaurolita, sillimanita.

Estruturalmente estes terrenos se caracterizam por forte cisalhamento direcional heterogêneo, recorrente, que gera uma foliação milonítica sinuosa, anastomosada, de ângulo médio a alto, localmente recortada e reorientada por falhas de caráter dúctil-rúptil a rúptil, transcorrentes e predominantemente sinistrais. As direções estruturais predominantes são WNW, com flexões localizadas e orientações geradas em etapas consecutivas, sub-paralelas.

O conjunto ortognáissico-ultramáfico é cortado por várias gerações de diques básicos (c.f. SZABÓ *et al.* 1992). Uma delas é metamorfoseada em condições de fácies epidoto-anfibolito a anfibolito, e cisalhada/foliada na proximidade de zonas de cisalhamento. As outras gerações, pouco ou nada metamorfoseadas, não exibem evidências de deformação por cisalhamento.

As rochas ultramáficas, as rochas meta-sedimentares a elas associadas e as gerações de diques meta-básicos dão conta de uma evolução metamórfica, caracterizada por pelo menos dois picos térmicos distintos, que aliados a deformações sucessivas, superimpostas, sugerem uma história tectono-termal polifásica, complexa. Falhas/zonas de cisalhamento antigas, de caráter dúctil/rúptil, desaparecem por baixo da cobertura tectônica de meta-sedimentos Araxá-Canastra; falhas rúpteis mais jovens cortam inclusive os meta-sedimentos, justapondo quartzitos a ortognaisses miloníticos e meta-ultramáficas, como acontece próximo a Itaú de Minas, a oeste.

Mais a sul, nas cercanias de Petúnia, o conjunto anterior dá lugar a uma unidade distinta, na qual predominam paragnaisses e meta-pelitos, acompanhados de *camadas* de rochas meta-ultramáficas e meta-máficas, correspondentes a extensões da faixa Jacuí-Bom Jesus da Penha.

[1]IG–USP
[2]IG–UNICAMP

As rochas meta-ultramáficas ao invés de exibirem feições reliquiares típicas de komatiítos, são, quando preservadas, de textura ígnea granular grosseira, exibem diferenciação (dunitos, peridotitos, piroxenitos) e portam ocorrências de cromititos podiformes. As rochas meta-sedimentares também são diferentes : predominantemente meta-pelitos associados com anfibolitos finos e em menor quantidade, quartzitos e gonditos. Outras feições se destacam que permitem separar com segurança estes terrenos dos anteriormente mencionados : a estruturação passa a ser agora de médio a baixo angulo, com vergência para ESE (tectônica tangencial oblíquo); a direção media de lineações de estiramento passa a N 285°/10°; a deformação e o metamorfismo passam a ser monofásicos, com pico metamórfico em fácies anfibolito alto. Não há, até o momento, registro da ocorrência de qualquer geração de diques básicos/meta-básicos nestes terrenos. Também não há, por enquanto, determinações radiométricas que permitam inferir a sua idade com segurança. Para este conjunto de rochas a sul de Petúnia, ROIG (1993) sugere a denominação *Complexo Petúnia.*

Em direção a Nova Resende, a sul, esta associação dá lugar, de maneira mais ou menos gradual, a um pacote extenso de biotita-gnaisses cinza, finos, localmente com feições de remobilização anatéticas, e que prossegue até os terrenos granulíticos das cercanias de Muzambinho, dos quais são separados por uma outra descontinuidade tectônica. Tais rochas tem idade, origem e correlação com as demais unidades meta-sedimentares (*e.g.* Grupos Araxá-Canastra e Andrelândia) ainda incertas.

O contato entre o Complexo Petúnia e o Complexo Campos Gerais (infra-estrutura) se dá por meio de uma mistura tectônica, marcada por uma zona de cisalhamento de médio angulo (*Sinistral reverse slip shear zone*), recortada posteriormente por falhas rúpteis de alto angulo (*e.g.* falha da Mumbuca), de direção EW/WNW e metamorfismo de fácies xisto verde — prehnita/pumpellyita, que localmente mascaram as relações entre as duas associações (Fig. 1).

Consequentemente, as rochas meta-ultramáficas de Fortaleza de Minas/Alpinópolis seriam distintas quanto à origem e caráter metalogenético daquelas da faixa Jacuí, Bom Jesus da Penha, Petúnia, Conceição da Aparecida, devendo-se reservar apenas às primeiras a denominação Sequência Morro do Ferro —- com ressalvas. Os corpos ultramáficos da Faixa Jacuí-Conceição da Aparecida, quiçá de afinidade peridotítica-alpina, seriam parte integrante do Complexo Petúnia.

Por outro lado, em consequência às diferenças entre as duas faixas acima destacadas, o CCG fica restrito aos terrenos granito- *greenstone* e seu contato tectônico com o Complexo Petúnia passa a ser o limite entre as Província Tocantins e Mantiqueira.

Agradecimentos: Os autores A.S. e A.C. agradecem ao Cnpq proc. nº301598/85-1 e 350769/91-5 pelo suporte financeiro.

Referências

CROSTA, A.P.; CHOUDHURI, A.; SZABÓ, G.A.J.; SCHRANK, A. 1986. Relações entre tipos litológicos e suas estruturas regionais nos terrenos arqueanos e proterozóicos do Sudoeste de Minas Gerais.XXXIV Congr. Bras. Geol. V.2:710–721.

CHOUDHURI, A.; CROSTA, A.P.; SCHRANK, A.; SZABÓ, G.A.J.; IYER, S.S. 1991. The Quilombo Granite in te Archean Morro do Ferro Greenstone Belt, SW Minas Gerais and the regional character of the Trans-Amazonian event. VI Simp. Geol. Minas Gerais (no prelo).

FONSECA, M.J.G.; SILVA, Z.C.G.; CAMPOS, D.A.; TOSATTO, P. 1979. Folhas Rio de Janeiro (SF–23), Vitória (SF–24) e Iguape (SG–23). In : Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo. Brasília, MME/DNPM. 240 p.

MACHADO Fº., L.; RIBEIRO, M.W.; GONZALEZ, S.R.; SCHENINI, C.A.; SANTOS NETO, A, dos; PALMEIRA, R.C. de B.; PIRES, J. de L.; TEIXEIRA, W.; CASTRO, H.E.F. de. 1983. Geologia das folhas SF — 23/24 — Rio de Janeiro/Vitória. In : Folhas SF–23/24 — Rio de Janeiro/Vitória: Geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Projeto RADAMBRASIL. Rio de Janeiro. 780 p., 6 mapas.

ROIG, H.L. 1993. Caracterização da Zona de Sutura Jacuí — Conceição da Aparecida — MG: Implicação geotectônicas e metalogenéticas. Tese de mestrado. UNICAMP — 125 p.

SCHRANK, A., ABREU, F.R.; ROIG, H.L. 1990. Determinação dos vetores de transporte tectônico na borda sudoeste do Craton do São Francisco. XXXVI Cong. Bras. Geol., Anais V. 5, pp. 2276–2283.

SZABO, G.A.J. 1989. Contexto geológico e petrologia da rochas meta-ultramáficas de Alpinópolis, MG. São Paulo 203pp. (Dissertação de Mestrado, USP).

TEIXEIRA, W.; AKIMOTO, H.; SIGA Jr., O.; SATO, K. 1989. A evolução geocronológica dos terrenos granítico-gnáissico- migmatíticos do sul da Faixa Canastra, sudoeste de Minas Gerais. Anais 5ºSimp. Reg. Geol. Núcleo Minas Gerais/1ºSimp. Geol. Núcleo Brasília : 243–247.

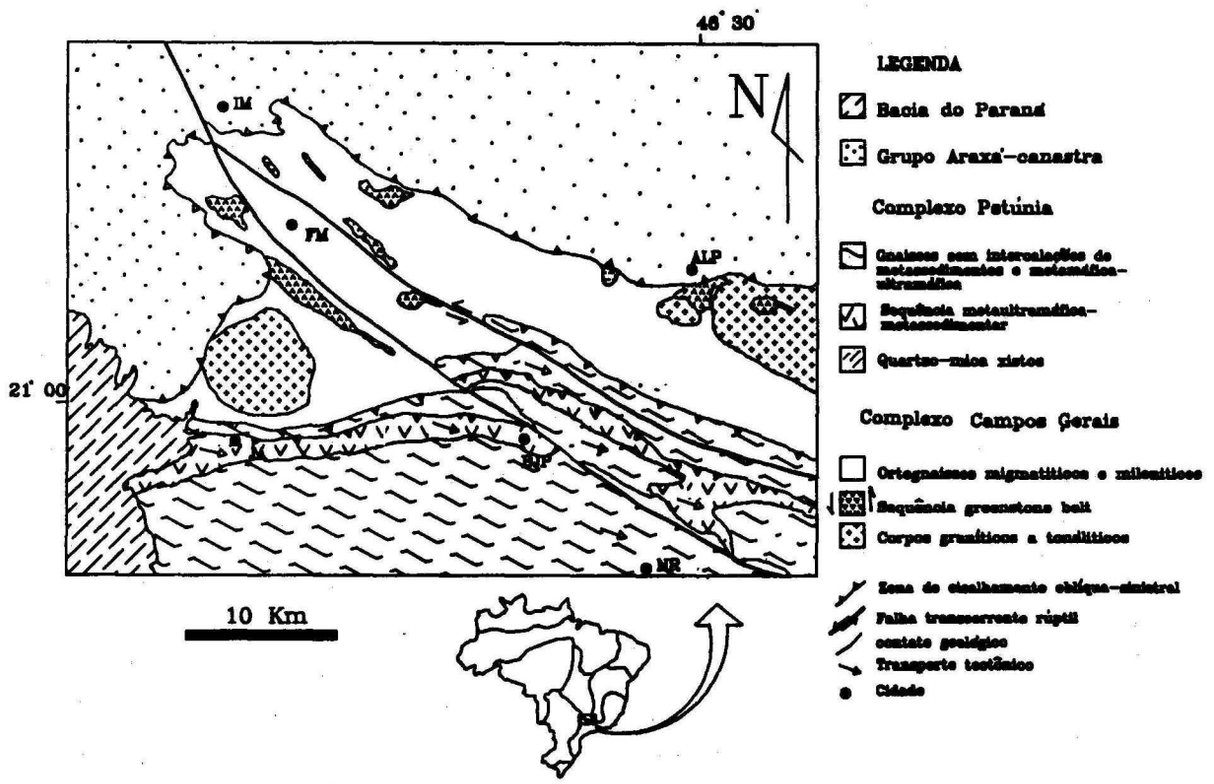


Figura 1. Mapa geológico simplificado da porção SW do Estado fe Minas Gerais

ESTRUTURAÇÃO DA PORÇÃO MERIDIONAL DA FAIXA BRASÍLIA, SUDOESTE DE MINAS GERAIS: IMPLICAÇÕES SOBRE A DEFINIÇÃO DO LIMITE REGIONAL DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO

Cláudio de Morisson Valeriano[1]
Luiz Sergio Amarante Simões[2]
Monica Heilbron[3]

A partir das características tectônicas da porção meridional da Faixa Brasília na região Sudoeste de Minas Gerais (Represa de Furnas), decorrentes de levantamentos de campo detalhados, estudos microestruturais, litogeoquímicos e de aspectos metamórficos, que foram detalhados em VALERIANO (1992; 1993), propõe-se aqui discutir os principais critérios utilizados na definição do conceito de cráton e sua aplicabilidade na definição de seus limites práticos na região.

A compartimentaçao tectônica regional, estabelecida durante a orogênese brasiliana, é definida pelo empilhamento pós-auge metamórfico de dois terrenos alóctones, compostos predominantemente por sequências meta-sedimentares meso a neo-proterozóicas: a Nappe Araxá-Canastra (NAC) e o Sistema de Cavalgamento Ilicínea-Piumhi (SCIP). Estes terrenos cavalgaram o Domínio (para) Autóctone, representado pelo embasamento granito-gnaisse-*greenstone* recoberto pelo grupo Bambuí. O transporte horizontal por cavalgamento (a partir da orientação da lineação de estiramento) foi dirigido para ESE, com estimativa mínima de 100 km para a NAC (com metamorfismo de facies xisto verde na base a anfibolito no topo) e de 50 km para o Sistema de Cavalgamento Ilicinea-Piumhi (de metamorfismo na facies xisto verde inferior). Frequentes lentes tectônicas de natureza granito- *greenstone*, principalmente associadas aos planos de empurrão basais das unidades alóctones, evidenciam o envolvimento do embasamento na aloctonia. No terreno autóctone, a cobertura anquimetamórfica neo-proterozóica (Grupo Bambuí), nesta região com predomínio da fácies pelítica, teve o papel de lubrificante da movimentação das unidades alóctones, com muitos quartzitos relativamente competentes. Em contraste, o embasamento permaneceu essencialmente rígido (com falhas) e frio, a julgar pelo padrão de idades K-Ar.

Tal cenário tectônico coloca dificuldades à tarefa de, uma vez adotada a contraposição cráton × orógeno, definir limites entre estes dois grandes domínios, que tenham um significado geotectônico claro. Por não ter sido penetrativamente deformado durante a orogênese brasiliana, e por ter permanecido suficientemente frio a ponto de não abrir os sistemas K-Ar (datações acima de 900 Ma), o embasamento do dominio autóctone teria tido comportamento tectônico francamente cratônico. Entretanto, o fato deste segmento crustal apresentar-se recoberto tectonicamente por cunhas crustais delgadas e extensas, aquecidas, muito deformadas e transportadas durante aquela orogênese, coloca-nos diante da escolha entre privilegiarmos ou aspecto tridimensional ou o de natureza bidimensional, cartográfico, ao definirmos o limite cratônico.

O traçado do limite cráton × orógeno baseado no comportamento tridimensional da crosta como um todo, inclui no domínio cratônico todo um segmento crustal que, durante a orogênese brasiliana, permaneceu essencialmente indeformado (penetrativamente), mesmo que com uma cobertura alóctone relativamente fina, como provavelmente aconteceu na região considerada. Entretanto, este critério esbarra na falta de praticidade, pois no atual estado do conhecimento são escassas as informações, em termos de profundidade, grau de deformação e de aquecimento, da infraestrutura autóctone, por estar de modo geral recoberta pelos sistemas de cavalgamento. Áreas de exceção, onde o autóctone aflora, são semi-janelas em núcleos antiformais sobre o empurrão basal (como é a situação da área de ocorrência do Complexo Campos Gerais) e em

[1](UERJ-Universidade do Estado do Rio de Janeiro)
[2](UNESP-Universidade Estadual Paulista)
[3](UERJ-Universidade do Estado do Rio de Janeiro)

eventuais estruturas dômicas desventradas. Observações geofísicas contribuiriam para a elucidação do problema, na detecção profunda de descontinuidades.

O traçado deste limite baseado no grau de deformação da unidade aflorante (representação bidimensional) tende a reduzir significativamente a área cartográfica do domínio cratônico. Neste caso seriam excluídas deste domínio: a) áreas com cobertura autóctone deformada e b) áreas com cobertura alóctone, mesmo que abaixo de descolamentos basais o embasamento não tenha participado da deformação. Problemas neste tipo de abordagem são: no primeiro caso (a), há a necessidade de se arbitrar ao longo do gradiente deformacional do Grupo Bambuí autóctone, que grau de deformação constitui o limite cratônico; no segundo caso (b), há a dificuldade, em certos locais, de se confirmar se a cobertura é autóctone ou alóctone. Entretanto, a principal limitação conceitual da abordagem bidimensional é que, na maioria dos casos, o limite cratônico é de natureza erosiva, ou seja, estruturas alóctones poderiam ter sido erodidas em áreas que hoje consideramos cratônicas.

Tais considerações, que podem ser estendidas para outras porções do Cráton do São Francisco, ilustram as dificuldades decorrentes do contraste entre a multiciplidade de situações tectônicas que se apresentam e a falsa dicotomia implícita na aplicação do conceito cráton × orógeno.

Correndo o risco de tornar a cartografação geotectônica mais complexa, porém procurando retratar com mais realidade as situações tectônicas que ocorrem, propõe-se como meio de representação cartográfica, essencialmente uma subdivisão entre terrenos alóctone e autóctone e, dentro deste, uma transição entre áreas mais e menos deformadas. O comportamento mecânico diferencial entre cobertura e embasamento autóctone, onde presente, deve ser explicitado. Adicionalmente, datações K-Ar em minerais separados (mica branca, biotita e hornblenda) se constitui em metodologia ainda não esgotada no mapeamento de áreas do embasamento aquecidas ou não no evento brasiliano. O mesmo se pode dizer em relação a estudos de cristalinidade em filossilicatos da cobertura.

Segundo as diretrizes acima delineadas, pode-se tentativamente subdividir a extremidade sul da Faixa Brasília e área cratônica adjacente nos seguintes domínios tectônicos:

Domínio orogênico aloctone
- Nappe Araxá-Canastra
- Sistema de Cavalgamento Ilicínea-Piuhmi (inclui embasamento e Grupo Bambuí alóctones)

Domínio orogênico autóctone
- Grupo Bambuí autóctone deformado

Domínio cratônico
- Grupo Bambuí *indeformado*, recobrindo embasamento -Embasamento indeformado aflorante

Referências

VALERIANO, C. M. 1992. Evolução tectônica da extremidade meridional da Faixa Brasília, região da Represa de Furnas, sudoeste de Minas Gerais. Tese de Doutoramento, IG-USP, 198 p. (inéd.).

VALERIANO, C. M. 1993. Evolução tectônica da extremidade meridional da Faixa Brasília, região da Represa de Furnas, sudoeste de Minas Gerais. (Resumo Ampliado, neste Simpósio).

ABADIÂNIA NAPPE EMPLACEMENT AND DISPERSION SOME CONSTRAINTS ON THE EVOLUTION OF CENTRAL BRAZIL

Adelir José Strieder[1]
Ariplínio Antônio Nilson[2]

1. Introduction.

The discussion on the evolution of the *Tocantins Structural Province (TSP)*, Central Brazil, has long been focused on lithic, geochemical and/or general geochronological characteristics of some geological units. Thus, correlation of geological units has normally, excluded information about their structural evolution and their fault boundaries. Since the characterization of an ophiolitic *mélange* in central Brazil (DRAKE JR. 1980, STRIEDER & NILSON 1991), new procedures concerning the identification and correlation of geological units have been proposed (STRIEDER 1993). This paper aims to present the results obtained by structural mapping of selected areas, where these procedures were applied (STRIEDER 1993). The areas, such as Abadiânia and Santa Cruz de Goiás, are located in the inner part of the Brasília Sub-province (*TSP*) and are mainly composed by the Araxá metasediments and granite-gneissic rocks.

2. Abadiânia nappe structure.

The Abadiânia Nappe is composed of several lithological units, which are not yet completely known. They became structurally associated during D_1 deformational phase, a strong regional mylonitic event responsible for the pseudo-stratigraphic ordering of the lithological units. Considering the Abadiânia, Santa Cruz de Goiás and Ipameri areas, this pseudo-stratigraphy may be represented by four main lithodemic units:

a) Maratá gneiss Lithodeme
b) Padre Souza Granite-gneiss Suite: Santa Cruz and Serra da Sentinela lithodemes
c) Abadiânia Supersuite: Araxá Metassedimentary Suite and Tectonic Blocks Suite
d) Brumado Gneiss Suite

The *Abadiânia Supersuite* is the lithodemic unit that has been specifically characterized as an ophiolitic mélange (STRIEDER & NILSON 1991). The *Maratá Gneiss Lithodeme* and *Padre Souza Granite-gneiss Suite* are peraluminous syn-collisional granites; *Maratá Gneiss* deformational pods preserve sub-volcanic characteristics and may include small volcanic components. The *Brumado Gneiss* is a differentiated mafic-ultramafic unit, deformed and metamorphosed under high-grade conditions before being intruded by and deformed together with the *Padre Souza Granite-gneiss Suite.* The *Maratá Gneiss Lithodeme* has a porphyritic-microgranitoid protolith, which yielded an U–Pb zircon age of 794 ± 10 Ma for its crystallization (PIMENTEL *et al.* 1992); as the *Maratá Gneiss* was deformed and metamorphosed from D1 phase onwards, it may be concluded that the D1 mylonitic event was developed around or later than 794 Ma ago. The D1 mylonitic event is considered to have resulted from continental collision in the TSP.

2.1. Abadiânia Nappe Emplacement And Diversion.

The D_1 pseudo-stratigraphy was recumbently folded to build up the *Abadiânia Nappe* (F_2) and to give rise to a flattening deformational surface (S_2). The original spatial orientation of the S_2 was close to 190–25NW; the B_2 fold axis, however, is curvilinearly disposed to give rise to a sheath fold geometry. Considering its consistent internal deformational and metamorphic pattern, it is possible to define the Abadiânia Nappe structure as a tectono-stratigraphic terrane, the *Abadiânia Terrane.*

The lower boundary fault of the Abadiânia Terrane is the *Brasília Main Thrust Fault* (floor thrust). The upper boundary fault is not yet known, partly because the *Serra Dourada Fault*

[1]CPGq – IG – UFRGS
[2]GMP – IG – UnB

truncates the Abadiânia Nappe structure (F_2). The Serra Dourada Fault may possibly represent a breaching fault, which dispersed the once continuous Abadiânia Terrane.

The onset of a D_3 deformational phase is propably related to the indentation of a rigid wedge of the eastern continental crust being underthrusted. In a first stage, wedge of the eastern indentation developed a series of approximately E–W faults, in order to accomodate differential movements on the *Pirineus Mega-Inflexion.* This faults are disposed as lateral ramps, which are locally distorted by conjugate sets of fractures close to N–S. South of the Pirineus Mega-Inflexion, the displacement of the Abadiânia Nappe is accomodated by development of other differential movement structures (namely: the Goiânia, Santa Cruz de Goiás and Serra do Fundão inflexions). These structures are characterized by asymetric E-verging folds in the frontal parts. The overturned short limbs of some F3 folds are later truncated by sigmoidal faults, which are usually related to a break-back sequence of thrust propagation (BUTLER 1987).

In a second stage, the deeping of indentation developed the *Chapada das Covas Breaching Fault.* This breaching fault thrusted the Paranoá lower-grade metassedimentary units over the Abadiânia Nappe Terrane. At this time, the Abadiânia Terrane began to be dispersed. Breaching faults are considered to be diagnostic strutucture for foreland-directed thrust sequence (BUTLER 1987). The breaching faults are first order tectonic structures and the derived sequence of thrust propagation may be regionally applicable. The break-back imbrication sequence as interpreted for the Santa Cruz de Goiás and Serra do Fundão differential movements inflexions probably represents a local feature of thrust propagation.

3. Constraints on the evolution of the tsp.

The inflexions of structural trends provide the most important constraint on the definition of the tectonic diretion of thrust sheet displacement (COWARD & POTTS 1983). A number of such inflexion occurs in the *TSP.* To the north of the Pirineus Mega-Inflexion, the Niquelândia Inflexion is the most important one; to the south, the Araxá and Serra da Canastra inflexions define a similar direction of thrust sheet displacement close to S80E (ESE).

The Pirineus Mega-Inflexion faults suggest that wedge indentation was developed in the same direction as thrust sheet displacement. Wedge indentation and thrust sheet displacement were, thus, developed ortogonally to the *TSP* elongation. These features point to frontal continental collision in the eastern part of the *TSP* (Brasília sub-province).

References

BUTLER, R.W.H. 1987. Thrust sequences. Jour. Geol. Soc. London, 144: 619–634.

COWARD, M.P. & POTTS, G.J. 1983. Complex strain patterns developed at the frontal and lateral tips to the shear zones and thrust zones. Jour. Struct. Geol., 5:383–399.

DRAKE Jr., A.A. 1980. The Serra de Caldas Windows, Goiás. Geol. Survey Prof. Paper, 1119–A: 1–11.

PIMENTEL, M.M.; HEAMAN, L.; FUCK, R.A. 1992. Idade do metariolito da seqüência Maratá, Grupo Araxá, Goiás: estudo geocronológico pelos métodos U-Pb em zircão, Rb-Sr e Sm-Nd. An. Acad. Bras. Ci., 64(1): 19–28.

STRIEDER, A.J. 1993. Deformação e metamorfismo na região de Santa Cruz de Goiás — Correlação tectono-estratigráfica e evolução tectônica regional. Tese de Doutorado (IG - UnB, Brasília - DF) 258 pp. (inédito).

Cruz de Goiás -- Correlação tectono-estratigráfica e evolução tectônica regional. Tese de Doutorado (IG - UnB, Brasília - DF) 258 pp. (inédito).

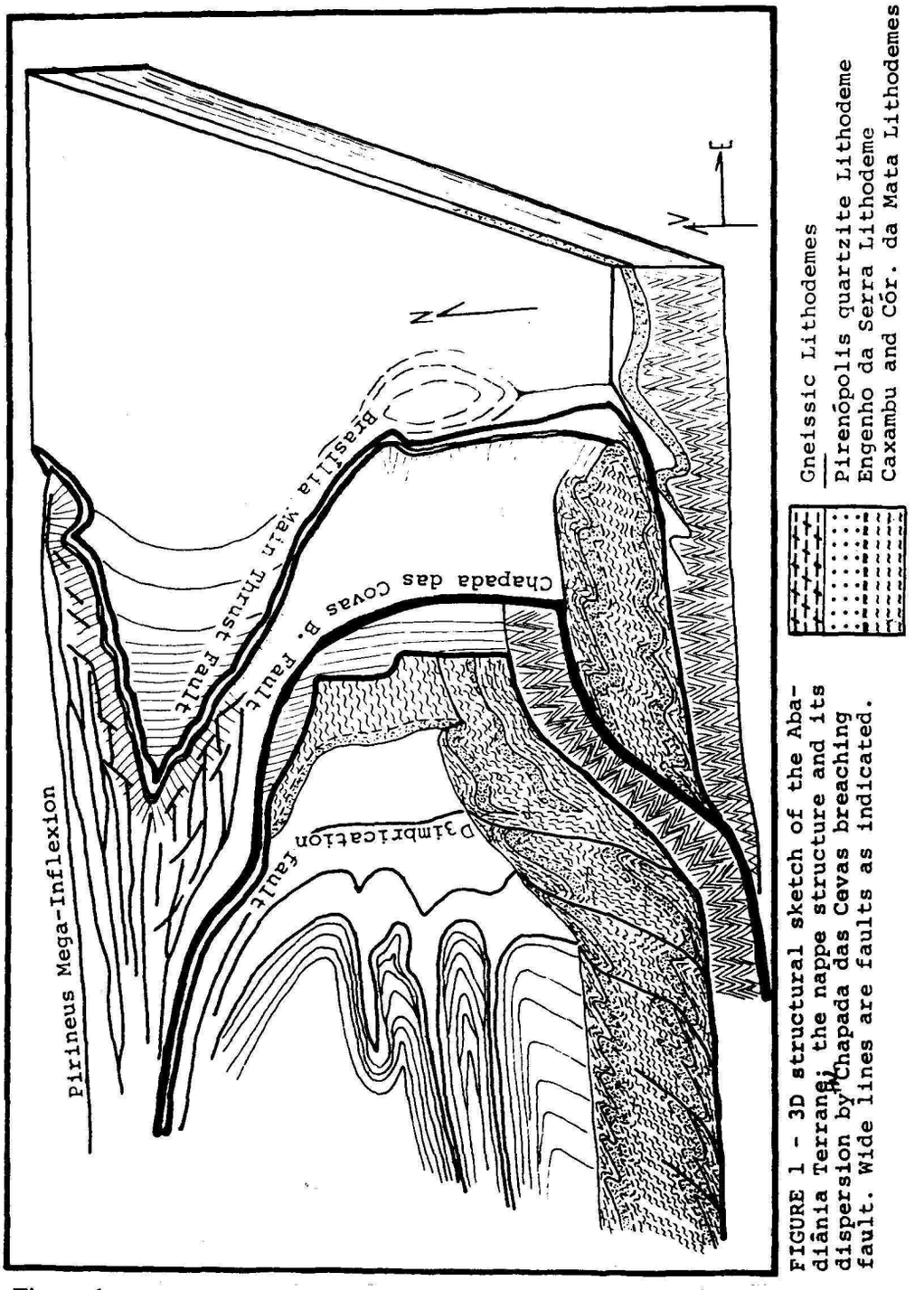


Figure 1. 3D strutural sketch of Abadiânia Terrane; the nappe structure and its dispersion by the Chapada das Covas breaching fault. Wides lines are faults as indicated.

SISTEMAS DE FALHAMENTOS TRANSCORRENTES NA PORÇÃO NORTE DA FAIXA DE DOBRAMENTOS BRASILIA

Marco Antônio Fonseca[1]
Marcel Auguste Dardenne[2]

1. Introdução.

No panorama estrutural do segmento norte da Faixa de Dobramentos Brasília (FDB) (BARBOSA 1969; ALMEIDA 1977; MARINI *et al.* 1981; FUCK 1990) figuram grandes zonas de falhas de rejeito direcional, compreendendo zonas de cisalhamento transcorrentes (ZCT), aqui denominados Sistemas São Jorge-Alto Paraíso-Cormari(SAP), Cavalcante-Terezina (SCT) e Arraias-Campos Belos (SAC) (Fig.1).

Embora pareçam ser elementos subsidiários na organização estrutural da faixa, essas estruturas correspondem a domínios de altas magnitudes de deformação, com geometria e cinemática complexas. Ao descrever tais sistemas e se delimitar sua interconexão com as estruturas frontais dominantes, pretende-se estabelecer seu papel na definição do arcabouço estrutural da porção norte da FDB.

2. Sistemas transcorrentes na porção norte da FDB Sistema São Jorge-Alto Paraíso-Cormari.

Compreende uma ZCT subvertical, oblíqua-lateral destral,que trunca o *front* de empurrões da serra do Paranã, efetuando o contato entre as rochas dos grupos Paranoá e Araí desde sul da localidade de Cormari até Alto Paraíso. Daí até São Jorge, a SW, trunca as unidades do Grupo Araí. Seu prolongamento oeste ainda não pôde ser delimitado, mas é provável sua extensão pelo menos até as imediações de Colinas.

O SAP pode ser traçado por uma extensão de no mínimo 110 km e possui largura média de 4–6km. Seu rumo geral é ENE.

É caracterizado por zonas de cisalhamento discretas, nas mais variadas escalas, marcadas por uma foliação (S1), que localmente evolui para uma foliação milonítica (Sm1), nos domínios de alta magnitude de deformação. No plano de S1/Sm1, observa-se uma lineação de estiramento mineral (Lmin) com rumo geral N 60/70 E e obliquidade tendendo a zero. Indicadores da deformação tais como bolas de argila, manchas de redução (?) também estiram-se no mesmo rumo. O diagrama de S1/Sm (Fig.2A) mostra um máximo em 315/78.

O diagrama de S0 permite traçar uma girlanda com eixo b1 construido em 225/10 (Fig. 2B). Este valor se aproxima dos eixos potenciais (interseção S0 × S1) (Fig. 2A).

Mesoscopicamente correspondem a dobramentos monoclínicos a isoclinais em S0, com S1 plano axial, charneiras rumando para SW e vergência geral para SE.

3. Sistema Cavalcante-Terezina.

O SCT pode ser traçado com precisão desde as imediações de Terezina até Cavalcante. É provável sua extensão para WSW de Cavalcante, mas não pode ser traçado com precisão.

Portanto, sua extensão mínima é de 25km no rumo ENE e sua largura oscila entre 4–5 km nos locais onde foram observados seus limites.

É caracterizado por zonas de cisalhamento discretas subverticais, marcadas por uma foliação (S1) que quase sempre evolui para uma foliação milonítica (Sm1) na cobertura (Gr. Araí). Os gnaisses apresentam uma foliação milonítica (Sg2) que por vezes oblitera uma foliação gnáissica (Sg1) mais antiga. S1/Sm1 e Sg2 mostram máximos respectivamente em 333/78 e 295/80 (Fig. 2C,D).

Lmin no plano de Sm1/Sg2 ocupa,em algumas exposições, máximo em 225/15 (Fig.2C). As dobras são mais raras, mas exibem o mesmo padrão do SAP, ou seja são monoclínicas a isoclinais.

[1] Departamento de Geologia — Universidade Federal de Ouro Preto
[2]Instituto de Geociências — Universidade de Brasília

4. Sistema Arraias-Campos Belos.

O SAC ruma NW e pode ser traçado com precisão desde Campos Belos até Arraias, numa extensão de 30km (Fig.1). De Arraias para NW, parece se prolongar segundo o curso do rio Arraias por pelo menos mais 50km. Sua largura não pode ser observada.

Estão envolvidos na deformação os quartzitos do Grupo Araí (Formação Arraias), gnaisses do embasamento, além de rochas atribuídas à Formação Ticunzal.

O SAC é marcado, nos quartzitos Araí e xistos Ticunzal, por uma foliação milonítica Sm1 subvertical com máximo em torno de 246/81 (Fig.2E). Nos gnaisses, Sg2 possui atitude similar (Fig.2F). Fora das zonas de cisalhamento, estes exibem a foliação gnáissica Sg1 por vezes truncada por uma clivagem espaçada.

Sobre o plano de S1/Sg2, Lmin é subhorizontal com azimute entre N 40–50W (Fig.2E). Em alguns afloramentos, tal lineação passa a posição *dip*, o que pode ser interpretado como falhas reversas, de escala menor, comuns em regimes transpressivos.

O SAC possui geometria de movimentação oblíqua-lateral sinistral.

5. Enquadramento estrutural.

A figura 1 mostra que no bloco compreendido entre o SAC e SCT, as direções estruturais assumem a direção meridiana. Assim, os valores de S1/Sm1 são 270/78 no segmento Terezina-Monte Alegre com Lmin em torno de 260/40 (Fig.2 G/H).

Entre Monte Alegre e Campos Belos, S1/Sm1 possui máximo em 280/40 com Lmin em torno de 267/42(Fig. 2I).Em Nova Roma, S1 ocupa máximo de 310/80 (Fig.2J), com dobras vergindo para E/SE e empurrões frontais, com embasamento sobre Grupo Araí e este sobre o Grupo Bambuí. Parece, desta forma, não haver dúvidas, que no bloco em apreço, a FDB possui uma geometria de rampas frontais, em linhas estruturais meridianas.

Nesta configuração portanto, tem-se o segmento frontal da Serra do Paraná truncado na região de Alto Paraíso por um sistema oblíquo/lateral destral (SAP) que se desenvolve paralelamente ao SCT, mais ao norte. Tais sistemas infletem para rampas frontais a partir de Terezina e Nova Roma/Cormari, passando novamente a um sistema oblíquo/lateral sinistral a partir de Campos Belos (SAC).

Duas hipóteses podem ser consideradas com relação à evolução temporal das estruturas transcorrentes: instalação tardia ou evolução conjunta com os sistemas frontais. A segunda é aqui admitida já que as estruturas frontais e transcorrentes podem ser monitoradas continuamente no campo e são transicionais. Além disso, a cinemática dos sistemas é compatível e previsível em sistemas transpressivos.

Desta forma, embora possuindo caráter subsidiário na evolução da faixa, as ZCT cumprem função transferente, já que parte dos falhamentos reversos e de empurrão dá lugar a falhas transcorrentes.

Referências

ALMEIDA, F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. Rev. Bras. Geoc., (7):285–295.

BARBOSA, O.; BRAUN, O.P.G.; BAPTISTA, M.B.; DYER, R.C.; COTTA, J.C. 1969. Geologia e Inventário dos Recursos Minerais do Projeto Brasília: Relatório da PROSPEC S/A para o DNPM, 225p.

FUCK, R.A. 1990. Dobramentos Neoproterozóicos da margem ocidental do Cráton São Francisco: Revisão: XXXVI Cong.Bras.Geol., SBG, 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: Anais Simp. Cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais, SBG, 100–115.

PIMENTEL, M.M. & FUCK, R. A. 1992. Neoproterozoic Crustal Accretion in Central Brazil: Geology 20: 375–379.

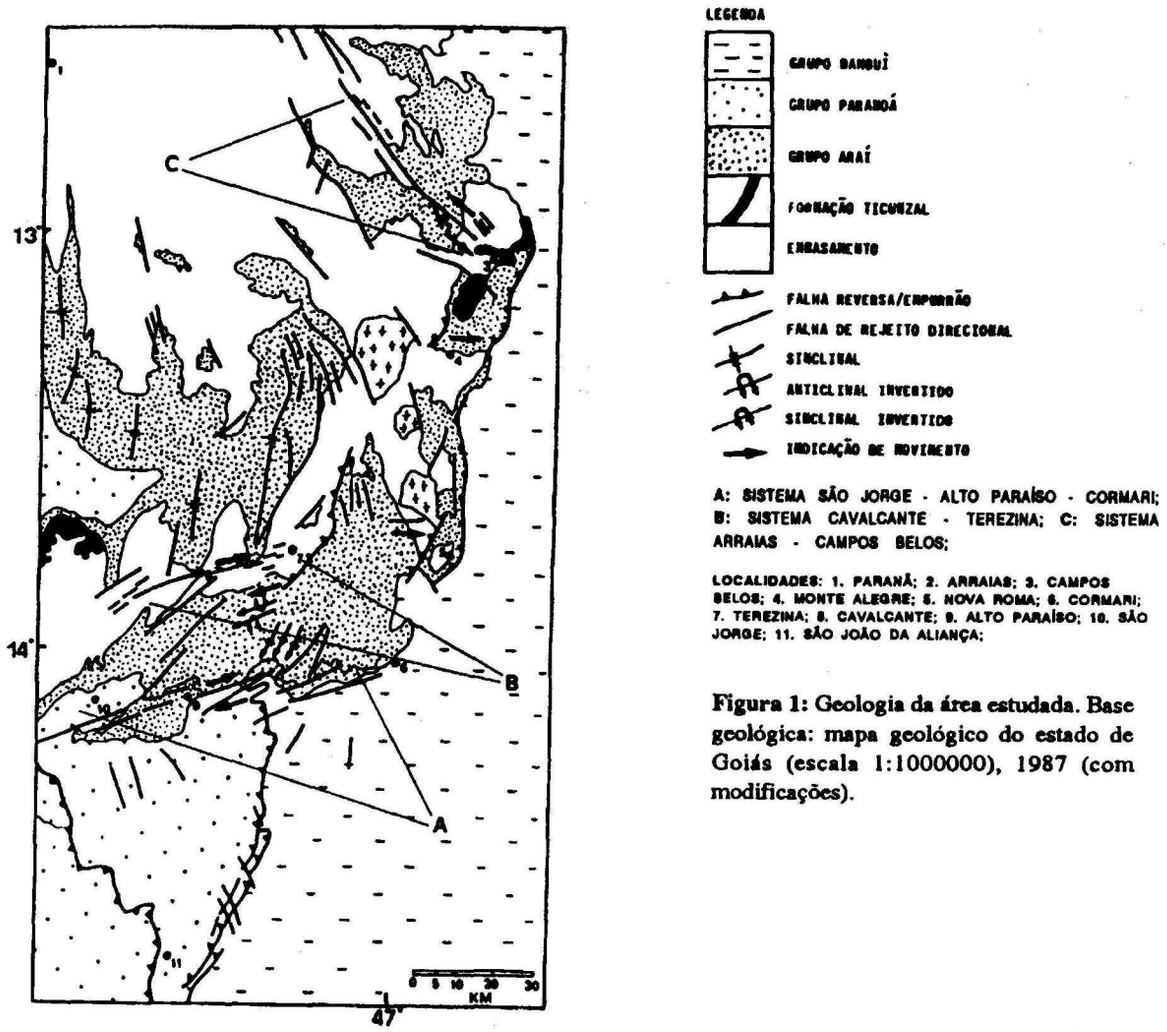


Figura 1: Geologia da área estudada. Base geológica: mapa geológico do estado de Goiás (escala 1:1000000), 1987 (com modificações).

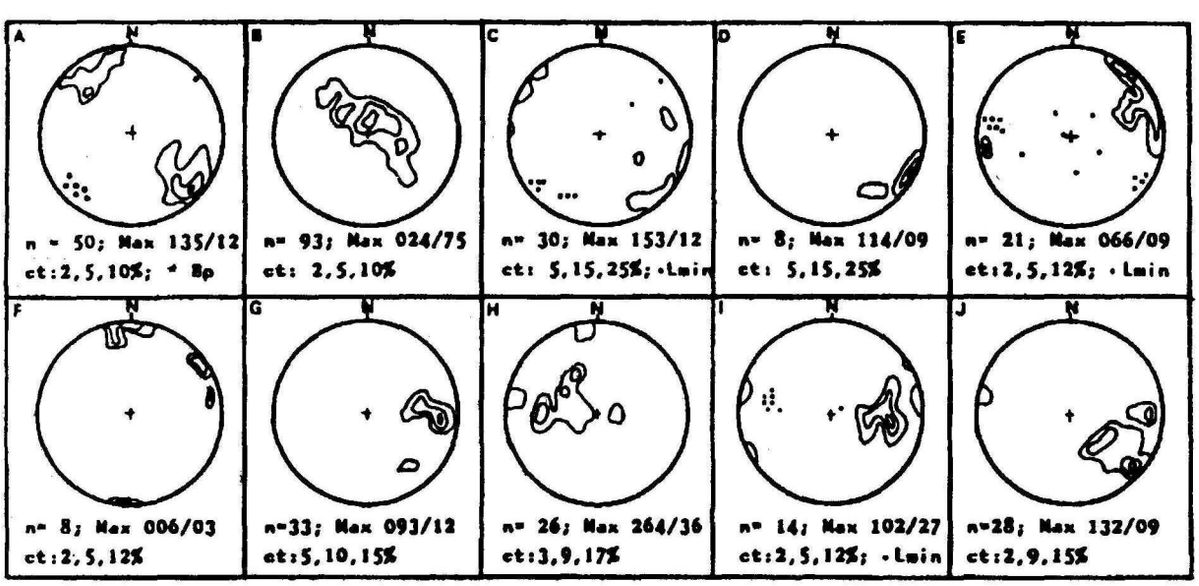


Figura 2. Diagramas estereográficos. Rede de Schmidt (hemisfério inferior). A: S1 // Sm1, Bp (eixos potenciais) SAP; B: S0, SCT; C: S1 // Sm1, Lmin (lineação de estiramento mineral) SCT; D: Sg2, SCT; E: Sm1, Lmin, SAC; F: Sg2, SAC; G: S1 // Sm1, segmento Terezina-Monte alegre; H: Lmin, segmento Terezina-Monte Alegre; I: S1 // Sm1, Lmin, segmento Monte Alegre-Campos Belos; J: S1, região de Nova Roma.

NOVA PERSPECTIVA DE INTERPRETAÇÃO TECTÔNICA DAS FAIXAS DE DOBRAMENTOS MARGINAIS AO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO

Issamu Endo[1]
Rômulo Machado[2]

Este ensaio mostra alguns aspectos relevantes da organização estrutural e evolutiva de terrenos proterozóicos. Tomou-se como exemplo as faixas de dobramentos marginais ao Cráton do São Francisco (CSF). Uma concepção mais ampla sobre o tema é descrita por ENDO & MACHADO (no prelo).

Os terrenos precambrianos são caracterizados pela superimposição de fenômenos geológicos, de natureza endógena e exógena, com intensidade, escala e tempo de atuação variáveis. O surgimento da Tectônica de Placas propiciou um avanço impressionante dos conhecimentos geológicos, em escala global, num período de pouco mais de 25 anos. O modelo, concebido por J.T. WILSON em 1965, foi aprimorado continuamente de tal modo que, atualmente, reconhecem-se 20 diferentes tipos de margens de placas (SENGÖR 1990).

No estudo de terrenos precambrianos, sob a concepção uniformitarista, o modelo tem sido transposto de uma era para outra, negligenciando-se as diferenças de evolução geológica entre as crostas fanerozóica e precambriana. Tais diferenças estão relacionadas com as propriedades reológicas que controlam a evolução geodinâmica do planeta. Destas, incluem-se composição, fluxo térmico e condicionamento termo-mecânico de placas. Como conseqüência, tem-se uma maior mobilidade relativa entre áreas rígidas, o que resulta em diferentes razões e modos de modificação da geometria das placas. Embora a geofísica mostre diferenças destas propriedades, tem prevalecido uma ênfase maior dos aspectos comuns do que das diferenças entre elas no estudo dos processos geológicos.

Nos processos transformantes, divergentes e convergentes de placas, os movimentos têm sido visualizados em torno de três eixos cinemáticos (comp. SENGÖR 1990), os quais correspondem a movimentos de natureza puramente translacional.

Com base na descrição de MACHADO & ENDO (1993, neste simpósio), na Faixa de Dobramentos Alto Rio Grande (FDRG) e sua conexão com a Faixa Ribeira, procura-se mostrar que as faixas dobradas, adjacentes ao CSF, possuem geometria e cinemática compatíveis com movimento transrotacional de placas litosféricas descrito pelos autores (ENDO & MACHADO no prelo).

Deste modo, as faixas móveis marginais ao CSF podem ser entendidas como zonas de articulação entre áreas rígidas (crátons) adjacentes. A organização estrutural interna nelas induzidas, reflete a interação da dinâmica translacional e rotacional entre estas áreas rígidas, resultando daí os fenômenos de transpressão.

Com esta ótica serão analisadas as faixas marginais ao Cráton do São Francisco, em consonância com as observações feitas por MACHADO & ENDO (*op. cit.*). Dos inúmeros trabalhos que abordam estas faixas, incluem-se os de JARDIM DE SÁ & HACKSPACHER (1980), EGYDIO DA SILVA (1987) e EGYDIO DA SILVA *et al.* (1990) para a Faixa Rio Preto (FRP); BRITO VEVES (1975) e ANGELIN (1992) para a Faixa Riacho do Pontal (FRPo); BRITO NEVES *et al.* (1977) para a Faixa Sergipana (FSE); ULHEIN *et al.* (1990) para a Faixa Araçuaí (FAr) e EBERT (1965), TROUW *et al.* (1983), RIBEIRO *et al.* (1990) e MACHADO & ENDO (1993, neste simpósio) para a Faixa Alto Rio Grande (FARG).

Os trabalhos acima mencionados mostram como feição comum estruturas com polaridade estrutural divergente e transporte tectônico, aparentemente, transversal às faixas. Algumas delas apresentam, no seu interior, falhas e/ou zonas de cisalhamento de rejeito direcional destral de natureza rúptil (FRP) ou dúctil-rúptil (FSE). Nas faixas situadas a sul e sudeste do Cráton

[1]DEGEO/EM/UFOP Departamento de Geologia da Escola de Minas — UFOP Campus Morro do Cruzeiro s/n - Ouro Preto, MG
[2]IG/USP Instituto de Geociências da USP Rua do Lago 562, São Paulo, SP

do São Francisco, acham-se expostas extensas zonas de cisalhamento dúcteis de rejeito direcional destral, com exposições freqüentes do embasamento.

O metamorfismo nestas faixas aumenta para o seu interior e, freqüentemente, as isógradas de metamorfismo são truncadas por descontinuidades estruturais.

Os dados geocronológicos são ainda insuficientes para uma comparação da evolução espaço-temporal entre as mesmas.

Existem, na literatura, modelos fundamentais que procuram explicar a divergência de polaridade estrutural em cinturões dobrados, através de fenômenos de geração de estrutura em flor e por retro-empurrão.

A correlação da geometria com a cinemática das estruturas, juntamente com a presença de cinturões de cisalhamento transcorrente adjacentes às faixas (ex. Província Borborema), sugere que o arcabouço destas cadeias dobradas pode constituir uma megaestrutura em flor positiva. O mecanismo para a geração desta estrutura está vinculado a movimentos translacionais de caráter direcional, entre corpos rígidos, gerando uma componente transpressional. A história evolutiva para cada faixa dobrada explica-se facilmente por meio deste mecanismo, o que já não ocorre para as faixas situadas ao redor do CSF, quando analisadas conjuntamente no domínio espaço-tempo.

A compreensão da história geológica assim colocada, muitas vezes é dificultada pela incongruência dos dados geométricos e cinemáticos com os modelos em evidência, assim como pela escassez de dados geocronológicos, geoquímicos e petrológicos, agravados por problemas de ordem metodológica.

Mesmo assim, uma nova perspectiva pode ser visualizada, se considerarmos, adicionalmente, um movimento de rotação (além do movimento de rotação da própria placa em torno do seu pólo) em torno de um eixo perpendicular à placa. Isto confere um maior grau de liberdade a mesma, resultando com isso uma geodinâmica transrotacional. Esta cinemática de placas explica de forma mais adequada o processo evolutivo de terrenos precambrianos.

Sob esta ótica, o arcabouço estrutural das faixas marginais ao CSF pode ser entendido como produto da interação dinâmica de movimentos translacionais e rotacionais, entre áreas rígidas.

Deste modo, o modelo aqui exposto, embora ainda preliminarmente, parece se aplicar para as faixas marginais ao Cráton do São Francisco, ficando ainda na dependência de estudos mais sistemáticos para comprovação do modelo tectônico.

Finalmente, salienta-se que a transposição de modelos tectônicos, de cadeias dobradas fanerozóicas para as cadeias dobradas proterozóicas deve levar em conta dois aspectos fundamentais: (i) as diferenças de reologia entre as litosferas fanerozóica e proterozóica e (ii) a incorporação da componente rotacional no movimento das placas litosféricas.

Referências

ANGELIM, L. A. de A. 1992. Relações tectono-estruturais entre o Cinturão Móvel Riacho do Pontal e o Grupo Chapada Diamantina, XXXVII Congr. Bras. Geol. São Paulo (SP), 1 p305–307.

BRITO NEVES, B. B. de 1975. Regionalização geotectonica do Precambriano Nordestino. Inst. Geoc., USP. (Tese de Doutorado), 198p.

BRITO NEVES, B. B. de; SIAL, A. N.; ALBUQUERQUE, J. do P. T. 1977. Vergência centrífuga residual do Sistema de Dobramentos Sergipano. Rev. Bras. Geoc., 7(2): 102–114.

EBERT, H. 1965. Ocorrências da fácies granulítica no Sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes, em dependência da estrutura orogênica: Hipótese sobre sua origem. An. Acad. Bras. Ciênc., RJ, 40: 215–229 (supl.).

EGYDIO DA SILVA, M. 1987. O Sistema de Dobramentos Rio Preto e suas relações com o Cráton do São Francisco. Inst. Geoc., USP. (Tese de Doutorado), 141p.

EGYDIO DA SILVA, M.; KARMANN, I.; TROMPETTE, R. 1990. O Sistema de Dobramentos Rio Preto – Borda Noroeste do Cráton do São Francisco. XXXIII Congr. Bras. Geol., Natal (RN) 6: 2658–2671.

ENDO, I. & MACHADO, R. (no prelo). Transrotational plate motion: A new perspective to understand the Proterozoic tectonic evolution.

JARDIM DE SÁ, E. F. & HACKSPACHER, P. C. 1980. Reconhecimento estrutural na borda Noroeste do Cráton do São Francisco, XXXI Congr. Bras. Geol., Camboriú (SC), 5: 2719–2731.

MACHADO, R. & ENDO, I. no prelo. A megaestrutura em flor positiva do Vale do Rio Paraíba do Sul e suas implicações tectônicas.

RIBEIRO, A.; PACIULLO, F. V. P.; ANDREIS, R. R.; TROUW, R. A. J.; HEILBRON, M. 1990. Evolução policíclica Proterozóica ao Sul do Cráton do São Francisco: Análise da região de São João del Rei e Andrelândia. XXXIII Congr. Bras. Geol., Natal (RN), 6: 2605–2614.

SENGÖR, A. M. C. 1990. Plate tectonics and orogenic research after 25 years: A Tethyan Perspective. Earth-Sci.Rev., 27: 1–201.

TROUW, R. A. J.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F. V. P. 1983. Geologia estrutural dos Grupos São João Del Rei, Carrancas e Andrelândia, Sul de Minas Gerais. An. Acad. Bras. Ciênc. 55(1):71–85.

ULHEIN, A.; EGYDIO DA SILVA, M.; TROMPETTE, R. 1990. A Faixa de Dobramentos Araçuaí no Estado de Minas Gerais: Uma cadeia monocíclica de idade Brasiliana. XXXIII Congr. Bras. Geol., Natal (RN), 6: 2576–2588.

WILSON, J. T. 1965. A new class of faults and their bearing on continental drift. Nature 207: 343–347.

CRITÉRIOS PARA A SUBDIVISÃO TECTONO-ESTRATIGRÁFICA DE TERRENOS EM ESCUDO CONTINENTAL: O EXEMPLO DA PORÇÃO SUL DO CRATON DO SÃO FRANCISCO

Franciscus Jacobus Baars[1]
Maarten Johan de Wit[2]

1. Introdução.

O presente trabalho objetiva discutir o conjunto de critérios geológicos utilizados na subdivisão tectono-estratigráfica da porção sul do Cráton do São Francisco (CSF) e suas faixas móveis marginais, com base no mapa apresentado (Fig. 1). Esta é uma entre as várias possíveis representações gráficas onde são incorporados os parâmetros considerados no modelamento da evolução tectônica desta porção do CSF ao longo do tempo geológico.

A geologia integrada no mapa é baseada em: (i) perfis regionais A a D e mapeamento geológico de detalhe; (ii) análises geoquímicas e geocronológicas e compilação de dados geocronológicos e tectônicos disponíveis no sul do CSF; e (iii) mapas geológicos em várias escalas, principalmente os na escala 1:1.000.000 da folha Rio de Janeiro do Projeto RADAMBRASIL e folha Belo Horizonte da Carta Geológica ao Milionésimo.

2. O conceito de tectono-estratigrafia.

A caracterização de terrenos tectono-estratigráficos baseia-se na integração de todo o acervo de dados geológicos confiáveis sobre uma dada região. Nenhum único campo de dados (p. ex., estratigrafia, geoquímica, etc.) individualiza inequivocamente a evolução tectônica daquela região. O objetivo é identificar cada bloco, ou volume crustal que comportou-se com consistência interna, embora interdependentemente dos terrenos vizinhos, durante a evolução geológica em escala continental.

3. Critérios/parâmetros tectono-estratigráficos.

1) *Sequências Vulcano-sedimentares*: Bacias supracrustais e sequências vulcano-sedimentares do fundo oceânico preservadas têm: (i) idades, (ii) associações litogeoquímicas, (iii) estruturas internas, e (iv) espessuras, que refletem a preservação de um conjunto de ambientes sedimentológicos e/ou vulcânicos que, por sua vez, refletem o comportamento tectônico crustal à época da deposição.

Os intervalos de deposição no sul do CSF são individualizados no Fanerozóico (Jurássico-Mezozóico-Cenozóico), no Proterozóico superior (p. ex., Grupos Bambuí e Araxá), Proterozóico médio (p. ex., Supergrupos Espinhaço e Macaúbas), no Proterozóico inferior (p. ex., Supergrupo Minas), e no Proterozóio inferior ao Arqueano (p. ex., Supergrupo Rio das Velhas). Um único terreno pode conter mais de uma sequência vulcano-sedimentar, e é conveniente representar graficamente a idade de deposição mais recente.

2) *Eventos Tectono-termais e Magmáticos*: Terrenos mono- e polimetamórficos são diferenciados por meio de (i) idades de metamorfismo e/ou magmatismo, (ii) quimismo da sequência magmática plutônica, (iii) regime e estilo tectônicos, e (iv) caráter metamórfico. No mapa (Fig. 1) apenas dois desses parâmetros, (i) e (iii), estão representados.

Cinco eventos tectonotermais polifásicos são distinguidos no sul do CSF, a saber: arqueano não diferenciado (> 2,6 Ga), transamazônico (2,2 a 1,8 Ga), uruaçuano (1,3 a 1,0 Ga), brasiliano (0,75 a 0,5 Ga) e gondwânico (Cretácio-Cenozóico, < 0,15 Ga). Os efeitos e as reais dimensões de um evento termo-tectônico podem estar impressos apenas no embasamento de uma sequência supracrustal sin-tectônica, no caso do tectonismo estar relacionado à formação

[1]University of Cape Town, Dept. of Geological Sciences, Rondebosch 7700, Cape Town, África do Sul R. Juvenal dos Santos 222 apt. 405, Belo Horizonte, 30380-530, MG, Brasil
[2]University of Cape Town, Dept. of Geological Sciences, Rondebosh 7700, Cape Town, África do Sul

da bacia, ou, alternativamente, podem estar representados tanto no embasamento quanto na sequência, no caso da bacia sedimentar ter sofrido inversão. A natureza de tal associação, entre estágios de deformação identificáveis no embasamento e na sequência sedimentar sobrejacente, permite caracterizar a influência do evento tectônico no ambiente deposicional. Esta relação não está representada na Fig. 1 e deve ser verificada comparando-se as idades de deposição e metamorfismo regional.

Tanto o regime tectônico quanto a idade de deformação estão representados no mapa. Os domínios rúptil, rúptil-dúctil e dúctil refletem a profundidade de deformação na crosta. Variações no estilo tectônico são identificadas através dos mergulhos médios, entre baixo, médio e alto ângulo, dos elementos estruturais, tais como (i) foliação penetrativa e/ou milonítica, (ii) clivagem, e (iii) plano axial e (iv) eixo de dobra. Essas diferenças sistemáticas caracterizam terrenos que fazem parte de uma mesma província ou subprovíncia, e refletem comportamentos distintos de unidades tectônicas vizinhas em ambientes diferentes, que estão envolvidas num único evento deformacional polifásico.

Metamorfismo é caracterizado por três parâmetros fundamentais, a saber: (i) pico termobarométrico do metamorfismo, (ii) padrão pressão-temperatura-tempo de metamorfismo regional (descompressão isotermal ou resfriamento isobárico), e (iii) a predominância de paragêneses progressivas ou regressivas. No sul do CSF, informações sobre tais parâmetros são escassas em escala regional. Propomos que, quando disponíveis, estes dados sejam representados graficamente em três dimensões, em mapa base.

3) *Contatos Litotectônicos*: Os contatos entre terrenos e províncias são fundamentais para a análise do mapa tectono-estratigráfico, pois indicam o interrelacionamento entre as unidades tectono-estratigráficas. Eles podem ser de dois tipos (i) sedimentares ou vulcânicos efusivos, tanto concordantes quanto discordantes, (ii) intrusivos, ou (iii) falhas normais, (iv) reversas, ambas tanto de baixo quanto de alto mergulho, ou, ainda, (v) trancorrentes. Em vários casos, estes contatos tectônicos foram reativados repetidamente na história do CSF, embora em mapa (Fig. 1) somente o movimento cinemático mais recente esteja indicado. Alguns contatos não são suficientemente definidos, tanto geológica como estruturalmente.

4. Representação gráfica e interpretação.

O mapa da Fig. 1 resulta da análise, em Sistema Integrado Geográfico (G.I.S.), de um banco de dados em forma digital, e representa uma compilação dos critérios apontados acima, no sul do CSF. Com o uso do G.I.S., a integração dos dados é facilitada, pois tal abordagem permite, ao usuário, interagir com o banco e escolher as representações gráficas mais convenientes para ilustrar a delimitação e caracterização de províncias, terrenos e subterrenos tectono-estratigraficamente distintos. O mapa não contempla todas as informações do banco de dados, devido à impossibilidade de representação gráfica nítida de todo o acervo num único plano.

Uma abordagem semelhante foi utilizada no Cráton Kaapvaal, África do Sul (de WIT *et al.*, 1992), e pode ser aplicada na análise de tectônica global de outros escudos continentais. Saliente-se que a definição dos limites do sul do CSF depende da identificação do intervalo de tempo geológico a ser considerado. Além disso, o comportamento dos vários terrenos, ou volumes crustais, cada um deles com arquitetura distinta, depende do relacionamento de tais terrenos entre si e com o manto litosférico. P. ex., as margens brasilianas ao sul do CSF, são transicionais a leste e a oeste, enquanto abruptos ao sul.

5. Anexo de Nomenclatura.

Cada terreno indicado no mapa tem um conjunto de caraterísticas tectono-estratigráficas distintas. Propomos a seguinte nomenclatura para cada terreno, correspondendo aos símbolos no mapa, e usando as abreviaturas P(s). = Província(s), Sp(s). = Suprovíncia(s), T(s). = Terreno(s).

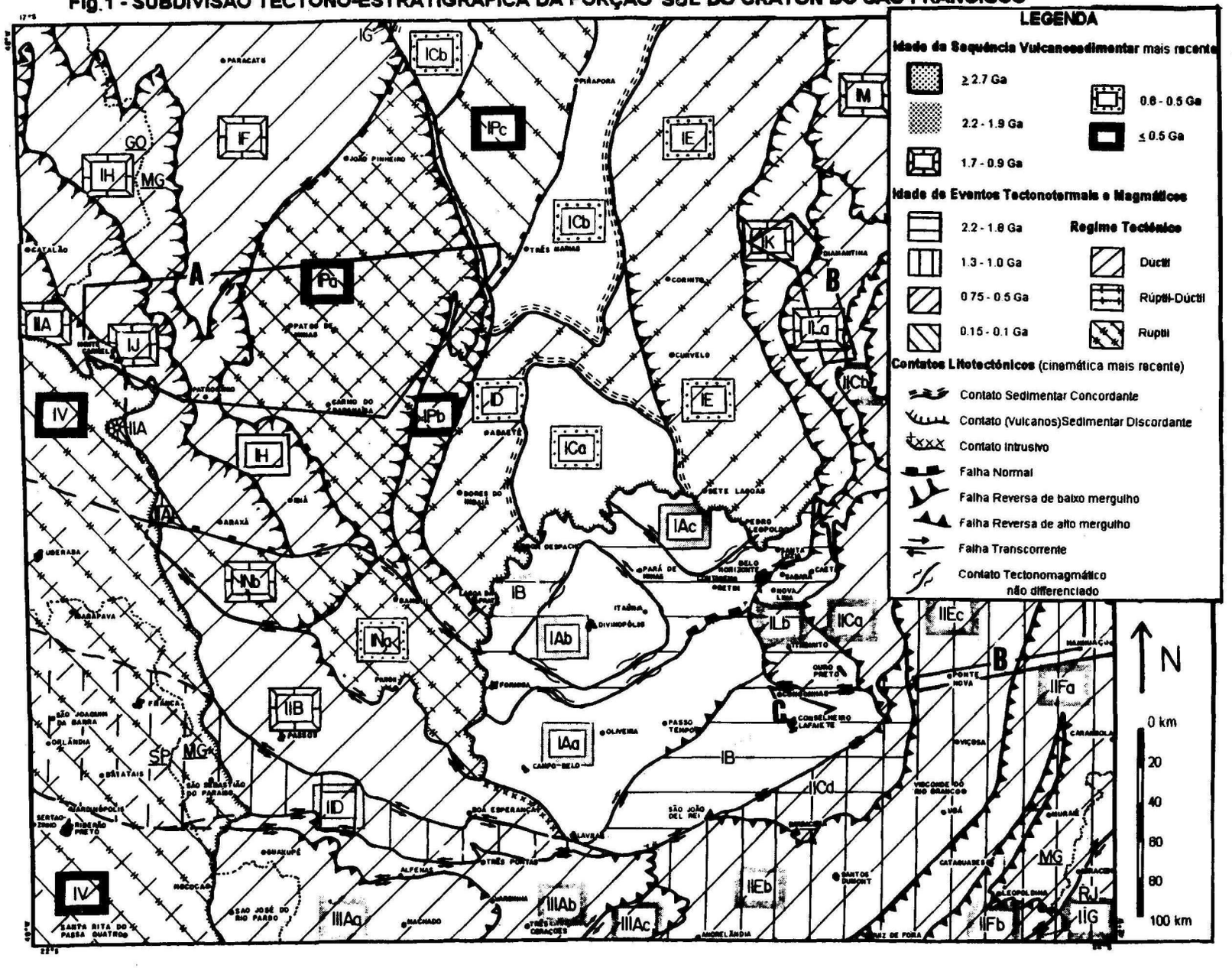
I – P. Cratônica e Pericratônica do São Francisco
IAa - T. Campo Belo/ Bonfim
IAb - T. Divinópolis
IAc - T. Maravilhas
IB - Ts. Lafaiete, incluindo os Lineamentos Congonhas, Pitangui e Curral
ICa - T. Pompeu
ICb - T. Três Marias
ID - T. Abaeté
IE - T. Curvelo
IF - T. Paracatu
IG - T. Unaí
IH - T. Ibiá
IJ - T. Araxá
IK - T. Espinhaço Ocidental
ILa - T. Diamantina/ Espinhaço Central
ILb - T. Quadrilátero Ferrífero
IM - T. Macaúbas
INa - T. Tapira
INb - T. Bambuí
IPa - T. Patos de Minas
IPb - T. Serra da Saudade.

II - Ps. Orogênicas do São Francisco
P. Orogênica Brasília
IIA - Sp. Estrela do Sul
IIB - Sp. Passos, incluindo os Ts. Canastra, Piumhi e Boa Esperança
IID - T. Campos Gerais
P. Orogênica Espinhaço
IICa - Sp. Itabira
IICb - Sp. Espinhaço Oriental, incluindo Ts. Serro e Rio Vermellho, entre outros
II Cd - T. Barbacena
P. Orogênica Mantiqueira
IIE - Sp. Noroeste Mantiqueira
IIEb T. Andrelândia, T. Ponte Nova
IIF - Sp. Mantiqueira Central
IIFa - Ts. Juiz de Fora, Caratinga e Ipanema, entre outros
IIFb - Ts. Mercês e Lima Duarte, entre outros
IIG - Sp. Sudeste Mantiqueira.
IIIA - P. Guaxupé
IIIAa, IIIAb e IIIAc - Sps. não denominadas.
IV - P. Fanerozóica Paraná.

Referências

DE WITIT, M.J.; ROERING, C.; HART, R.J.; ARMSTRONG, R.A.; DE RONDE, C.E.J.; GREEN, R.W.E.; TREDOUX, M.; PEBERDY, E.; HART, R.A. 1992. Formation of an Archaean continent. Nature 357:553–562.

Fig.1 - SUBDIVISÃO TECTONO-ESTRATIGRÁFICA DA PORÇÃO SUL DO CRATON DO SÃO FRANCISCO


LEGENDA
Idade da Sequência Vulcanosedimentar mais recente
≥ 2.7 Ga
2.2 - 1.9 Ga
1.7 - 0.9 Ga
0.8 - 0.5 Ga
≤ 0.5 Ga
Idade de Eventos Tectonotermais e Magmáticos
2.2 - 1.8 Ga
1.3 - 1.0 Ga
0.75 - 0.5 Ga
0.15 - 0.1 Ga
Regime Tectônico
Dúctil
Rúptil-Dúctil
Rúptil
Contatos Litotectônicos (cinemática mais recente)
Contato Sedimentar Concordante
Contato (Vulcanos)Sedimentar Discordante
Contato Intrusivo
Falha Normal
Falha Reversa de baixo mergulho
Falha Reversa de alto mergulho
Falha Transcorrente
Contato Tectonomagmático não diferenciado
N
0 km
20
40
60
80
100 km
IG
ICb
IPc
IF
IE
M
IH
GO
MG
IPa
ICb
IK
IA
IJ
IIa
IIIa
IIIb
IV
IPb
ID
IE
IIIA
H
ICa
IIIB
IAc
IIIb
IIIa
IB
IIIa
IAb
IIIa
IIIB
IIIa
IIIa
IIIa

EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA EXTREMIDADE MERIDIONAL DA FAIXA BRASÍLIA, REGIÃO DA REPRESA DE FURNAS, SUDOESTE DE MINAS GERAIS

Cláudio de Morisson Valeriano[1]

Com base em levantamentos geológicos detalhados integrados à escala de 1:100.000, associados à análise geométrica da deformação e sua interpretação cinemática (VALERIANO 1992), é proposta uma subdivisão tectônica em três unidades para a porção meridional da Faixa Brasília (Proterozóico superior), à borda SW do Cráton do São Francisco, região da represa de Furnas: 1– a Nappe Araxá-Canastra (NAC) sobrepe-se a 2– o Sistema de Cavalgamentos Ilicínea-Piumhi (SCIP), ambos empurrados sobre 3 – o Domínio Autóctone.

A NAC é litologicamente constituída, da base para o topo, por: meta-pelitos e calcifilitos com lentes de mármore calcítico; seguem-se transicionalmente filitos sericíticos com intercalações de quartzito, que transicionam para uma predominância de quartzitos muito plaqueados, puros a micáceos, com intercalações de sericita filito e muscovita xisto, que são seguidos por muscovita xistos com intercalações de quartzito (unidade psamo-pelítica superior). Esta sequência basal, de posicionamento estratigráfico ainda incerto, é muito semelhante ao Ciclo Deposicional Carandaí (RIBEIRO *et al.* 1990), da região sul de Minas Gerais, porém foi denominada de Grupo Canastra pela maioria dos autores que trabalharam na região. A passagem desta unidade para a unidade sobrejacente, o Grupo Araxá (correlacionavel ao Ciclo Deposicional Andrelândia), é marcada pela gradação dos muscovita xistos que apresentam proporções crescentes de feldspato (e biotita), constituindo paragnaisses bandados com níveis de biotita xisto, com quartzito e calcixisto subordinados. Em contraste à sedimentação de plataforma (ou sinéclise) continental estável da sequência subjacente, o Grupo Araxá é marcado pela sedimentação mais variada e imatura.

Rochas meta-básicas ocorrem na NAC, caracterizando um magmatismo toleítico continental, com dois conjuntos composicionalmente distintos, de baixo (2%) e alto (2%) teores em TiO_2. Os meta-basitos de baixo titânio (BTi) são mais pobres em elementos incompatíveis, apresentando padrões de elementos terras raras (ETR) achatados a pouco diferenciados; os meta-basitos de alto titânio (ATi) são enriquecidos em elementos incompatíveis (especialmente Nb, Zr, Y e Ba), com padrões mais diferenciados de ETR. Diagramas multielementares normalizados mostram grande semelhança com suítes toleíticas continentais clássicas, como o platô de Deccan, magmatismo Serra Geral, e Snake River.

O SCIP é estruturalmente caracterizado como um conjunto imbricado de lentes tectônicas constituídas por rochas da Sequência Serra da Boa Esperança, de seu embasamento (granito-*greenstone*) e minoritariamente de ardósias e meta-siltitos do Grupo Bambuí.

Três unidades meta-sedimentares integram a Sequência Serra da Boa Esperança: a Unidade Serra da Mamona, provavelmente basal, constitui-se de meta-conglomerado quartzítico passando ao topo para uma associação de filito sericítico e quartzíto com grânulos e seixos esparsos, e filitos hematíticos subordinados; a Unidade Ilicínea sobrepõe-se à primeira e é composta predominantemente por ardósia e meta-siltito laminado com intercalações decimétricas a métricas de metarenito ortoquartzítico grosso, puro e frequentemente com grânulos bem arredondados; a Unidade Serra do Chapadão ocorre tectonicamente destacada das demais e constitui-se de uma alternância de metarenito ortoquartzítico puro a micáceo (bem arredondado e selecionado) e sericita filito, possivelmente representando uma variação lateral da Unidade Ilicínea. Lentes tectônicas do embasamento evidenciam duas associações litológicas: um conjunto de hornblenda gnaisses ortoderivados cálcio-alcalinos e um conjunto metavulcano-sedimentar, cujas exposições mais setentrionais constituem as supracrustais do *greenstone-belt* de Piumhi. Os hornblenda

[1]UERJ (Universidade do Estado do Rio de Janeiro)

gnaisses são caracterizados litogeoquimicamente por uma gama composicional desde gabrodioritos até granitos cálcio-alcalinos, predominando os termos intermediários. Isócrona de afloramento (4 pontos) Rb–Sr em rocha total, de 2244 ± 104 Ma (razão inicial de 0,7015), indica idade do hornblenda gnaisse anterior ao Proterozóico médio. A associação metavulcano-sedimentar inclui meta-pelitos negros, xistos e filitos máficos e ultramáficos, com formação ferrífera bandada e cromititos subordinados.

O embasamento do Domínio Autóctone é constituído por terreno granito-gnáissico-migmatítico com núcleos subordinados de natureza granito-*greenstone*. Este domínio integra o embasamento do Cráton do São Francisco, na parte oriental da área de estudo, e o Complexo Campos Gerais, na parte meridional. Este embasamento é recoberto discordantemente pelo Grupo Bambuí, no qual ora predominam ardósias e meta-siltitos (meta-calcários subordinados), ora metaconglomerados polimíticos com características de leques deltaícos e seixos provenientes das demais unidades mencionadas.

Importante episódio de encurtamento crustal relacionado à orogênese brasiliana, por volta de 600 Ma, induziu processos de deformação progressiva por cisalhamento de baixo ângulo, resultando na justaposição das três unidades tectônicas acima descritas. Diferenças de nível crustal nos estágios iniciais da deformação, em condições sin-metamórficas, foram responsáveis pelas diferenças observadas de estilos deformacionais e metamórficos:

- a NAC, com gradiente metamórfico inverso da fácies xisto verde (zona da biotita) na base à fácies anfibolito no topo, mostra duas gerações de dobramento apertado a isoclinal recumbente, ambas com foliações plano-axial penetrativas. Abundantes indicadores cinemáticos, como feixes de mica, foliação S–C e lineação de estiramento, indicam transporte tectônico com topo dirigido para leste;
- no SCIP, o metamorfismo não passa da zona da clorita. A primeira e principal fase de deformação gerou uma foliação penetrativa subparalela ao acamamento sedimentar com raras dobras megascópicas, também com transporte tectônico com topo para leste, com maior grau de dispersão nos dados direcionais;
- no Grupo Bambuí, a deformação principal gerou dobras mesoscópicas progressivamente apertadas e deitadas, com a proximidade do conjunto alóctone. Distante do conjunto alóctone as dobras são mais abertas e empinadas, com clivagem ardosiana de plano-axial. As rochas do embasamento alóctone, envolvidas neste estágio deformativo, adquiriram foliação milonítica com grau de desenvolvimento heterogêneo e alterações metamórficas compatíveis com a fácies xisto verde inferior.

Duas gerações de dobras geralmente abertas e empinadas, pós-metamórficas e sem foliação plano-axial, afetaram todo o conjunto após o seu imbricamento tectônico: a mais antiga com eixos com caimento suave para NW e a mais nova (e menos intensa) com eixos N–S. Estas fases, associadas a falhas verticais, imprimiram a estruturação final do orógeno.

Datações K–Ar, principalmente em mica branca, interpretadas juntamente com os dados pré-existentes, indicam que o episódio de deformação principal se deu por volta de 600 Ma durante a Orogênese Brasiliana. Durante tal evento termo-tectônico o substrato autóctone não foi termicamente afetado de modo significativo, mostrando idades de resfriamento K–Ar (além de idades Rb–Sr) meso-proterozóicas ou mais antigas. Tal contexto caracteriza esta porção da faixa Brasília como estruturado por uma tectônica *thin skinned*, ou seja, por cavalgamentos rasos, com transporte por distâncias superiores a 100 km para a NAC e a 50 km para o SCIP.

Referências

VALERIANO, C. M. 1992. Evolução Tectônica da Extremidade Meridional da Faixa Brasília, Região da Represa de Furnas, sudoeste de Minas Gerais. Tese de Doutoramento, IG–USP, 198p., (inédito).

A TECTÓNICA TRANSPRESSIVA PROTEROZÓICA DA BORDA OCIDENTAL DO CRATON DO SÃO FRANCISCO

Cidney Rodrigues Valente[1]

Um modelo de colisão continental, com escape da litosfera em direção a NE e SE, é proposto para explicar a presença de esforços transpressionais que geraram zonas de cisalhamento em regime transcorrente e convergente, significativo na evolução tectônica das faixas dobradas Brasília e Uruaçu e seu embasamento, segundo o conceito de HARLAND (1971).

Neste contexto, estes movimentos tectônicos originaram duas zonas de cisalhamento simples e não-coaxiais (Fig. 1): a Zona de Cisalhamento Nordeste (ZCNE) e a Zona de Cisalhamento Noroeste (ZCNW). Tais estruturas correspondem no tempo a continuidade da fase compressiva, dentro de uma deformação progressiva, que definiram traços lineares desenhados segundo um arranjo geométrico fortemente anastomosado, a partir de fraturas "*en echelon*" ou como modelos de sistemas de falhas transcorrentes, associadas às estruturas de duplex e leques imbricados, com forte vergência para leste, em direção ao Cráton do São Francisco.

Os resultados aqui sumarizados são produtos de abrangência regional, que trazem subsídios para o entendimento da geometria métrica e cinemática destas zonas de cisalhamento, bem como sua importância na compartimentação tectônica, durante os eventos tectono-orogenéticos pré-Cambrianos, nos estados de Goiás e Tocantins.

A análise dos lineamentos da ZCNW, em produtos de sensores remotos (imagens de satélite, radar) e dados geológicos pré-existentes, evidencia uma evolução tectônica que remonta a tempos antigos, provavelmente estruturados no Páleo-proterozóico. Tais lineamentos estão associados ou paralelizados às faixas de rochas de alto grau metamórfico do Cinturo Móvel Alfenas, gerado no nível estrutural inferior a médio da crosta , em condiçes dúcteis.

A partir da segunda metade do Proterozóico médio ao superior a ZCNW foi palco de reativações através de esforços compressivos transpressionais de NW para SE, que reativaram falhas do embasamento e produziram sistemas transcorrentes e *nappes* de cavalgamento sobre as rochas supracrustais proterozóicas. A direção NW-SE da ZCNW (Fig. 1) encontra-se interrompida pela ZCNE e pelos lineamentos do Sudeste Brasileiro (LSB), indicando uma evolução mais antiga da ZCNW. Esta estende-se por uma faixa alongada com cerca de 900 km, desde o limite da Inflexão dos Pirineus (IP) até a região sul de Minas Gerais.

Os registros da ZCNW, no sul de Goiás, acham-se impressos tanto nos terrenos do embasamento mais antigo, como nas faixas supracrustais. As evidências das feições macroscópicas dos indicadores cinemáticos são bastante nítidos nos produtos de sensores remotos e são compatíveis com o posicionamento do máximo esforço compressivo ao longo da direção NW-SE (azimute em torno de 100°), que desenvolveu uma extensa zona de cisalhamento com sistema transcorrente sinistral de natureza rúptildúctil e rúptil, de direção entre N50–60W. Este regime compressivo foi responsável pelo desenvolvimento das faixas dobradas Uruaçu (Grupo Araxá) e Brasília (Grupos Paranoá e Bambuí), as quais foram afetadas por zonas de cisalhamento convergente (rampas frontais, oblíquas e laterais), associadas às extensas falhas de empurrões e *nappes* tectônicos com vergência para leste.

A outra zona, a ZCNE é um sistema de falhas transcorrentes intraplacas de escala continental e direção NE–SW. Ela é reconhecida ao longo de 2.500 km de extensão, desde a depressão do Pantanal, atravessa diagonalmente o território brasileiro e estende-se até o litoral do Ceará (Fig. 1), através das zonas de cisalhamento Granja e Senador Pompeu.

A ZCNE corresponde aos Lineamentos Transbrasilianos e constitui um dos acidentes tectônicos regionais mais expressivo em Goiás e Tocantins, onde mostra uma retilinidade de direção N20-30E, tanto em produtos de sensoriamento remoto como nos mapas aeromagnetométricos. É interpretada como reflexo de antigas linhas de fraqueza crustal, reativadas ora

[1]CPRM/Goiânia

com movimentos transpressionais, ora transtensionais, afetando sequências proterozóicas e fanerozóicas, até movimentos suaves presentes nos dias atuais. O regime distensivo é representado pelas fossas paleozóicas do Urucum (MS), Piranhas e Água Bonita (GO) e Jaibaras (CE) que ocorrem do longo da ZCNE. Os lineamentos tectônicos mais evidentes da ZCNE são devidos aos processos termo-tectônicos Uruaçuano/Brasiliano, através de movimentos compressivos de oeste para leste (azimute entre 75° e 85°). Segundo HASUI E HARALYI (1985) esta movimentação é reflexo da obducção do bloco Porongatu, que cavalga para leste o bloco Brasília. Tais esforços tangenciais foram responsáveis pelo transporte tectônico de alto ângulo de SW para NE, revelando um comportamento rúptil-dúctil e rúptil com movimentaço lateral destral. A geometria da disposição espacial das fraturas (falhas e juntas) na zona de cisalhamento é compatível como o modelo de Riedel.

Esta tectogênese-orogênese possibilitou a exposiço de níveis crustais profundos (complexos granulíticos de Canabrava, Niquelândia e Barro Alto), os quais encontram-se embutidos nas faixas marginais dobradas Uruaçu e Brasília, pela propagação de cavalgamento, implicando em forte imbricação tectônica, resultando em zonas de cisalhamento frontais de leques imbricados, estruturas de *nappes* de cavalgamentos e falhas de empurrão de direção submeridiana, com vergência para leste, em direção do Cráton do São Francisco.

O arrasto de movimento dextral que foi submetido a extremidade sul do maciço de Barro Alto (Fig. 2), através da descontinuidade da Inflexão dos Pireneus (IP), pode ter sua origem associada as rampas laterais com deslocamento direcional segundo E–W. A descontinuidade dos Pireneus, bem como suas paralelas de menor expressão que ocorrem a sul, tais como os lineamentos Mairipotaba-Santa Cruz de Goiás e Pontalina-Ipameri devem ter a mesma evolução tectônica associada ao regime convergente (falhas de rasgamento).

As linhas tectônicas da IP possuem uma evolução bastante complexa, provavelmente remontam ao Arqueano, reativadas no Proterozóico médio/superior através de transcorrências dextrais de alto ângulo. Posteriormente, ocorreram falhamentos em diversos episódios, ainda não bem definidos, inclusive fanerozóicos.

As relaçes macroscópicas entre os lineamentos estruturais das ZCNE, ZCNW e IP, embora sejam bastante nítidas em mapas aeromagnéticos e imagens de satélite, ainda carecem de dados complementares geocronológicos, metamórficos e cinemáticos em escala de afloramento, para a melhor compreensão da evolução termo-mecânica dos processos colisionais das faixas marginais da borda oeste do Cráton do São Francisco durante a orogênese uruaçuana/brasiliana.

Referências

FORTES, F.P. 1992. Os grabens sigmoidais da bacia do Parnaíba e a matriz brasiliana. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo, 1992 *Resumos Expandidos*, São Paulo: SBG, v.1, p.552–554.

HARLAND, W.B. 1971. Tectonic transpression in Caledonian Spitizbergen *Geology Magazine*, **108**: 27–42.

HASUI, Y. & HARALYI, N.L.E. 1985. A megaestruturação de Goiás. in: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 2., Goiânia, 1985. *Ata*, Goiânia, SBG-Núcleo Centro-Oeste, p. 120–138.

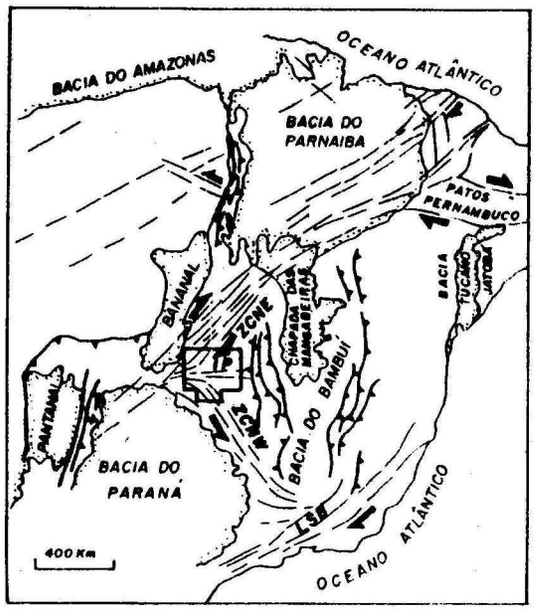


Figura 1. Quadro geral das principais zonas de cisalhamento uruaçuano/brasiliano e bacias deposicionais subsequentes (modificado de Fortes, 1992).

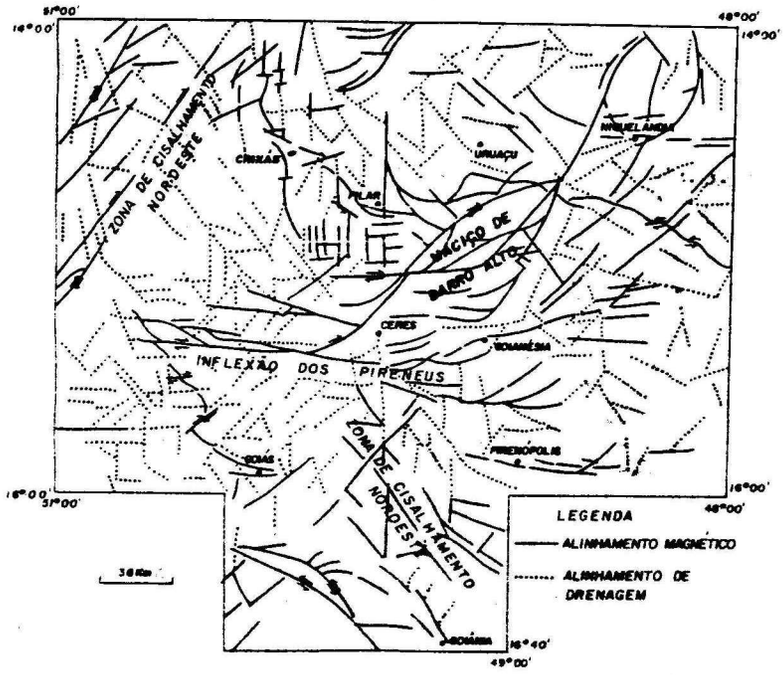


Figura 2. Geometria e cinemática dos lineamentos das ZCNW, ZCNE e IP interpretados de mapas aeromagnetométricos e imagens de satélite TM-LANDSAT 5.

LITOESTRATIGRAFIA DO GRUPO PARANOÁ NA REGIÃO DE UNAÍ, MG

Nina Paula F. Laranjeira[1]
Marcel A. Dardenne[2]

1. Introdução.

Na região de Unaí (Fig.1) afloram rochas de origem sedimentar, divididas em cinco unidades litoestratigráficas, onde pelo menos as três primeiras pertencem ao topo do Grupo Paranoá. Anteriormente CAMPOS NETO (1979) incluira as rochas da unidade II e a porção terrígena da unidade I no Grupo Paranoá, enquanto que a maior parte dos carbonatos da unidade I foram interpretados por este autor como pertencentes ao Grupo Bambuí.

A unidade V ocorre em contato por falha de empurrão com a Formação Vazante a oeste, enquanto que a unidade I está em contato por falha de alto ângulo (regionalmente reconhecida como transcorrência) com o Grupo Bambuí, a leste. As três primeiras unidades (basais) são compostas por sedimentos terrígenos e carbonáticos e afloram a leste e imediatamente a oeste da cidade de Unaí, enquanto que as unidades IV e V, essencialmente terrígenas afloram na porção oeste da área estudada.

Todas as unidades citadas foram deformadas por esforço compressivo, durante a orogenia brasiliana. Dobramentos de amplitude quilométrica e sem vergência definida foram gerados a leste da área, onde afloram rochas de grande competência (dolomitos e arenitos bastante silicificados, da unidade I). A oeste ocorrem dobramentos de menor escala (em ritmitos e calcários argilosos) com vergência predominantemente para ENE. Os eixos mergulham levemente para NNW ou SSE.

Falhamentos sub-paralelos aos planos axiais dos grandes dobramentos são comuns. O movimento nos planos de falha foi reverso, tanto destral quanto sinistral.

2. Litoestratigrafia.

As unidades I, II e III são compostas essencialmente pelos mesmos tipos litológicos, entretanto guardando um relacionamento espaço-temporal diferente entre eles em cada uma destas unidades. Estas caracterizam uma plataforma siliciclástico-carbonática, onde alternaram-se sedimentação terrígena litorânea e o desenvolvimento de carbonatos, possivelmente refletindo uma variação no aporte de sedimentos devido a causas tectônicas e/ou climáticas. Na unidade I os depósitos carbonáticos de plataforma rasa expandiram-se amplamente, enquanto que na unidade II limitaram-se à porção NW da área. Lentes dolomíticas com estruturas estromatolíticas do tipo *Conophyton* são encontradas em meio aos depósitos de ritmitos terrígenos nas duas unidades e relacionam-se a lâmina d'água mais profunda que os demais depósitos carbonáticos.

Ritmitos siltosos, com laminação plano-paralela como estrutura predominante, e localizadamente marcas de onda levemente assimétricas com laminações cruzadas associadas e ondulações truncantes, ocorrem na base das unidades I e II. A forte diagênese e o anquimetarmofismo possivelmente obliteraram parte das laminações, cimentando estas rochas por clorita e ilita, e imprimindo-lhes coloração cinza esverdeada e aspecto maciço em algumas camadas. Tais depósitos são seguidos por ritmitos areno-argilosos com laminação plano paralela e mais raramente marcas de onda levemente assimétricas, diques de areia e laminações cruzadas. Há uma predominância de colorações avermelhadas, amareladas e esbranquiçadas nestas rochas. Este pacote parece representar sedimentação rápida em lâmina d'água não muito profunda, constituindo porção de um delta, enquanto os ritmitos siltosos representariam porções distais destes depósitos, em um contexto progradante que na unidade I pode culminar com arenitos ortoquartzíticos litorâneos.

[1]CAPES/UnB
[2]GRM/IG/UnB

Arenitos ortoquartzíticos médios a grossos, com estratificação cruzada tabular de médio porte e estratificação plano-paralela, representando depósitos litorâneos, sobrepõem os ritmitos areno-argilosos ou mesmo pacotes carbonáticos, na unidade I.

As sucessões carbonáticas da unidade I foram depositadas em ambientes de submaré de águas agitadas (calcários cinza fétidos e calcários avermelhados), em ambientes de intermaré a submaré (dolomitos com abundância de estruturas estromatolíticas), e em ambientes de intermaré a supramaré (dolomitos silicificados e rochas silicosas, também ricos em estromatólitos). A sucessão descrita reflete diminuição de lâmina d'água em direção ao topo, entretanto sucessões de aprofundamento para o topo são também encontradas.

Na unidade II a ocorrência de carbonatos parece registrar ambientes um pouco mais profundos (submaré), evidenciados por: rara ocorrência de feições características de exposição aérea, pouca silicificação (que na unidade I foi interpretada como fenômeno eodiagenético em ambientes rasos sujeitos à exposição) e presença de estruturas estromatolíticas de maior diâmetro, além de associação entre formas de laminação convexa e cônica.

A unidade III representa uma extensão da plataforma carbonática da unidade II a NW, onde entretanto os níveis dolomíticos são expressivos somente no topo, caracterizando ambientes mais rasos que os calcários subjacentes. Os níveis carbonáticos das unidades II e III passam lateralmente a ritmitos siltosos (a SE da área).

Ao entrar no domínio das unidades IV e V é comum observar-se em alguns locais o desenvolvimento de clivagem ardosiana, que torna-se conspícua mais a oeste, no domínio da Formação Vazante.

A unidade IV é caracterizada por ciclos decimétricos arenosos de granodecrescência para o topo (caráter turbidítico), associados a níveis de ritmitos onde a granodecrescência é menos evidente, e a lentes de micro-conglomerados feldspáticos. A granulometria dos arenitos tende a ser mais fina e a composição mais quartzosa que nos depósitos da unidade V. O conjunto de camadas ritmicas arenosas está envolvido por rochas síltico- argilosas com laminação plano-paralela, onde podem ser observados nódulos de marcassita.

A passagem para a unidade V parece ser gradacional, entretanto em campo e em imagens aéreas ocorre descontinuidade marcante, caracterizada por foliação pouco desenvolvida (zona de falha). A unidade V mostra ciclos tipicamente turbidíticos, com níveis A e B compostos por grauvacas texturais (DICKINSON 1970), de granulometria areia grossa a muito grossa. Os litoclastos observados são de siltitos e folhelhos (a maior parte já transformada em matriz), chert e arenitos médios e finos; grãos de quartzo podem compor mais de 40% da rocha enquanto grãos de feldspato são raros. A composição dos arenitos assemelha-se aos em muito sedimentos da plataforma descrita nas unidades I, II e III, exceto pela ausência de clastos carbonáticos, que entretanto são rochas menos resistentes ao transporte em meio aquoso.

Estas duas últimas unidades (ou pelo menos a unidade V), parecem estar relacionadas a eventos sedimentológicos bastante distintos das unidades I, II e III e portanto poderiam não pertencer ao Grupo Paranoá. A posição estratigráfica destas unidades é duvidosa e depende de estudos adicionais afim de que sejam verificadas suas relações a norte e a sul com outras unidades, sobretudo com níveis de sedimentos glaciais descritos logo a norte (Formosa-Cabeceiras) por GUIMARÃES & DARDENNE (1989), para que seja investigada a possibilidade de uma possível correlação com a glaciação pré-Bambui, bastante conhecida na região.

Referências

CAMPOS NETO, M.C. 1979. Contribution à l'étude des Brasilides lithostratigrafie et structure des Groupes Canastra, Paranoá et Bambuí dans lóuest-nord-ouest de l'Etat de Minas Gerais, Brésil. Tese, Paris, Depart. Geotect., Univ. Pierre e Marie Curie, 155p.

DICKINSON, W.R. 1970. Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. Jour. Sedim. Petrol, 40(2):695–707.

GUIMARÃES, E.M. & DARDENNE, M.A. 1989. Geologia da região de Bezerra e Cabeceiras, Goiás. V Simp. Geol. Minas Gerais, Anais... Belo Horizonte, SBG, Bol.nº 10, p.266–270.

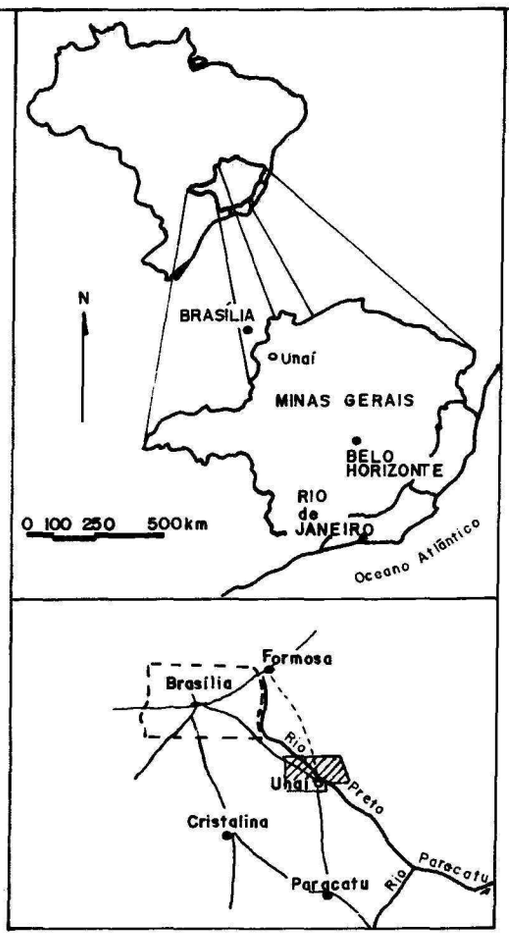


Figura 1- Mapas de Localização

IMPLICAÇÕES DA CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA E QUÍMICA DA FORMAÇÃO TRÊS MARIAS — REGIÃO DE CABECEIRAS (GO) — NA INTERPRETAÇÃO DA GÊNESE DA BACIA

Edi Mendes Guimarães[1]

Na região de Cabeceiras (GO), a Formação Três Marias — unidade superior do Grupo Bambuí (fig 1) com espessura máxima de cerca de 400 metros — sobrepõe por contato gradacional, os siltitos e argilitos da Formação Serra da Saudade, exibindo contatos por falhas com níveis subjacentes deste mesmo grupo e com diferentes unidades do Grupo Paranoá.

Constituem a formação Três Marias, siltitos laminados alternados com camadas centimétricas a métricas e lentes de psamitos. As camadas mais delgadas apresentam o topo ondulado, enquanto as mais espessas tem aspecto maciço, ou laminação incipiente, ou formam estruturas sigmoidais, além de pseudo-nódulos.

Caracterizam os psamitos desta unidade, sua densidade relativamente elevada, alta coesão, a coloração escura cinza esverdeada a cinza-arroxeada e, sob efeito de intemperismo, a esfoliação esferoidal. São feições que distinguem litologicamente esta unidade de todas as outras dos grupos Bambuí e Paranoá, existentes na região, indicando condições de sedimentação particulares e área fonte distinta para esta unidade.

1. Métodos e materiais.

Estudos petrológicos e químicos das rochas da Formação Três Marias foram desenvolvidos sobre amostras de superfície coletadas principalmente na região de Cabeceiras, contando com exemplares de outras regiões (Quadro 1). Foram consideradas isentas de alteração intempérica as amostras cujos difratogramas de Raios-X não indicavam presença de caolinita, nem esmectita ou de interestratificados.

Foi feita a descrição petrográficas de cerca de 30 lâminas delgadas. Análises químicas de rocha total foram realizadas por Espectrometria de Plasma — ICP (SiO_2, Al_2O_3, MgO, CaO), EAA/emissão (Na_2O, K_2O) e volumetria/$K_2Cr_2O_7$ (FeO).

2. Resultados.

A análise petrológica mostra uma rocha relativamente pobre em quartzo, com alto conteúdo em feldspatos, além de valores relativamente altos para clorita. Outro aspecto importante é a quantidade de material não identificado (>15%). Trata-se de massas finamente granulares, constituídas de finíssimas palhetas de ilita (?) e clorita, muitos opacos, por vezes contendo fragmentos de quartzo e feldspato. Este material pode se assemelhar a uma matriz comprimida entre os grãos detríticos (pseudo-matriz), ou lembram fragmentos clásticos.

De acordo com a composição, estas rochas podem ser classificadas como arcósio lítico, se pelo menos parte do material não identificado for considerado como fragmentos de rocha, ou como grauvaca feldspática, se aquele material for entendido como matriz.

A abundância e forma dos minerais instáveis (cloritas e feldspatos, principalmente plagioclásio), bem como a angulosidade dos constituintes indicam a ausência de retrabalhamento de sedimentos provenientes de rochas ígneas e metamórficas, ricas em plagioclásio e máficos.

O quartzo — cerca de 20-40% da rocha aparece como grãos mono e policristalinos, com extinção uniforme ou ondulante. Muitos mostram inclusões variadas, ou são envolvidos por micas, ilitas e cloritas. São angulosos, por vezes mostrando efeitos de corrosão nas bordas. Nas amostras de Goiás e Unaí são raros os sobrecrescimentos, mais frequentes nas amostras de outras regiões de Minas. As dimensões variam desde tamanho silte até areia média. O *chert* ocorre como grãos isolados ou associado com feldspato.

[1]Departamento de Mineralogia e Petrologia, UnB

Os feldspatos constituem mais que 30% do material identificado, com predominância dos plagioclásios de composição An10-15%. Entretanto é certa a ocorrência de termos mais cálcicos, quase totalmente substituídos por calcita. Os tipos e intensidade das alterações variam amplamente, tanto de um para outro como no mesmo grão, ocorrendo tanto porções limpas com maclas distintas, como outras totalmente alteradas. Grãos altamente seriocitizados são comuns — inclusive com lamelas bem desenvolvidas de moscovita — assim como substituição de plagioclásios por clorita, calcita, e menos frequentemente por epidoto e zoizita, indicando que estes processos mais intensos se desenvolveram sob condições retrometamórficas, deutéricas ou metassomáticas, nas rochas-fonte mais que em condições diagenéticas.

Dentre os litoclastos foram identificados fragmentos de rochas xistosas/filitosas e vulcânicas (?), perfazendo cerca de 2-3%. Ocorrem ainda intraclastos argilosos, aparentemente originários da própria bacia e aí mesmo retrabalhados.

As cloritas representam cerca de 6-8% do material identificado. Nas amostras de coloração arroxeada as cloritas apresentam coloração amarelada e/ou avermelhada, sendo frequentemente obliteradas por opacos (óxidos de ferro e/ou titânio). Nas rochas cinza esverdeadas as cloritas ocorrem sob várias formas: (1) associadas a micas, quer pseudomorfas, ou como folhas intercaladas em moscovitas e biotitas; (2) substituição de plagioclásios, onde aparece como fibras acompanhando os planos de clivagem; (3) massas compactadas entre grãos detríticos; (4) formas euédricas, por vezes contendo inclusões aciculares; (5) formas globulares, com hábito fibroso, radial (?); (6) palhetas muito finas em material não identificado.

Na região de Cabeceiras, os processos diagenéticos sobre estas rochas aparentemente se limitaram à compactação mecânica, recristalização dos argilo-minerais, além de oxidação — limitada aos horizontes avermelhados — que deu origem a minerais opacos e cimentação por óxidos de ferro, num episódio de diagênese precoce.

Os principais resultados das análises químicas — mostrados no Tabela 1 — apresentam como característica marcante das rochas, além da persistência na composição, a semelhança com a composição química das grauvacas (PETTIJOHN *et al.* 1973): (1) teores relativamente baixos de sílica, quando comparados com arcósios; (2) altos teores de Al_2O_3; (3) conteúdo de Fe_{+2} maior que Fe_{+3}; (4) Na_2O maior que K_2O; (5) MgO maior que CaO.

Tabela 1. Composição química (valores aproximados) de rochas da Formação Três Marias e dados da literatura. O número de amostras analisadas é dado entre parênteses: 1 – Cabeceiras (10); 2 – Vale do Paranã e Alvorada-GO (3); 3 – Unaí (8); 4 – Três Marias, Santa Fé, Braslândia-MG (5); 5 – Arcóseo do Paranoá em Cabeceiras (1); 6 – Dados de Pettijonh e outros: G-grauvacas; A-arcósios; L-arenitos líticos.

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
1	62–79	9–12	0,8–2,3	2,4–3,6	1,2–3,3	0,4–2,2	1,7–2,5	1,2–2,3
2	75–76	10–11	0,6–1,6	2,4–3,3	1,6–1,7	0,6–1,6	2,3–2,5	1,5–1,7
3	68–79	9–14	0,7–2,4	1,5–4,1	0,8–2,7	0,5–1,1	2,0–3,0	0,9–2,0
4	68–78	9–15	0,9–2,1	1,6–4,8	1,0–2,5	0,3–1,6	1,6–2,6	1,5–2,7
5	87	6,66	0,19	0,47	0,07	0,20	0,24	4,28
6G	60–77	10–17	0,4–2,8	2,0–7,7	1,2–3,8	0,5–5,6	1,6–4,9	1,2–2,7
6A	59–92	3–13	0,4–3,5	0,3–1,3	0,0–1,5	0,1–1,6	0,1–5,4	0,7–6,1
6L	40–93	2–11	tr–4,6	0.0–1,0	tr–10	0,3–18	0,2–2,1	0,6–1,9

3. Conclusões.

Estes estudos permitem mostrar que as rochas da Formação Três Marias, pelas características petrográficas e químicas: (1) se assemelham a grauvacas, sendo distintas dos arcósios citados na literatura e daqueles encontrados na região de Cabeceiras; (2) apresentam notável persistência na composição mineralógica e química; (3) que variados tipos litológicos forneceram

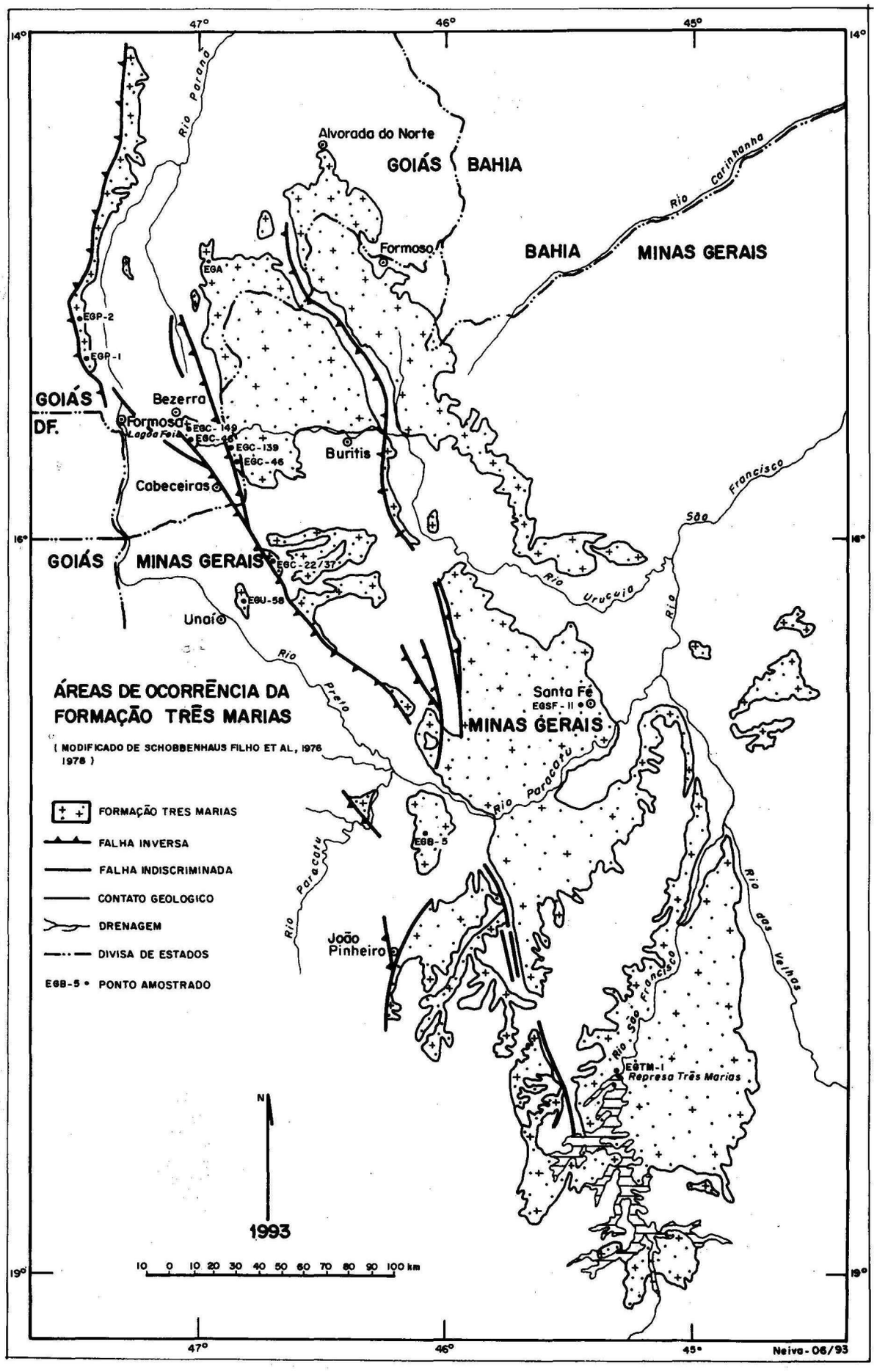
sedimentos para a bacia; (4) foram depositadas próximas à área fonte, num processo rápido, preservando minerais instáveis.

Considerando que as rochas subjacentes e atualmente mais próximas à Formação Três Marias — pertencentes ao próprio Grupo Bambuí, bem como aquelas do Grupo Paranoá, além do embasamento que forneceu sedimentos para este último — apresentam constituição totalmente diversa desta Formação, torna-se claro que sua área fonte deve ser buscada em outras sequências pré-cambrianas.

Possivelmente cunhas de empurrão constituídas pelos grupos Araxá, Canastra e correlatos, cujos limites hoje estão situadas a oeste e sudoeste das áreas de ocorrência da Formação Três Marias, tenham sido as rochas-fonte, quando as frentes de *thrusts* atingiram a bacia Bambuí, imprimindo um caráter de bacia *foreland* a esta formação.

Referências

PETTIJOHN, F.J.; POTTER, P.E.; SIEVER, R. 1973. Sand and Sandstone, Springer-Verlag, New York-Berlin-Heidelberg, 618 pp.


47°
46°
45°
14°
16°
19°
Rio Paraná
Alvorada do Norte
GOIÁS
BAHIA
Rio Carinhanha
Formoso
BAHIA
MINAS GERAIS
EGA
EGP-2
EGP-1
GOIÁS
DF.
Bezerra
Formosa
Lagoa Feia
EGC-149
EGC-48
EGC-139
EGC-46
Buritis
Cabeceiras
São Francisco
GOIÁS
MINAS GERAIS
EGC-22/37
EGU-58
Unaí
Rio Urucuia
Rio Preto
ÁREAS DE OCORRÊNCIA DA FORMAÇÃO TRÊS MARIAS
(MODIFICADO DE SCHOBBENHAUS FILHO ET AL, 1976 1978)
FORMAÇÃO TRES MARIAS
FALHA INVERSA
FALHA INDISCRIMINADA
CONTATO GEOLOGICO
DRENAGEM
DIVISA DE ESTADOS
EGB-5 • PONTO AMOSTRADO
Santa Fé
EGSF-11
MINAS GERAIS
Rio Paracatu
EGB-5
Rio Paracatu
João Pinheiro
Rio das Velhas
Rio São Francisco
EGTM-1
Represa Três Marias
N
1993
10 0 10 20 30 40 50 60 70 80 90 100 km
Neiva-06/93

O EMBASAMENTO DA PORÇÃO NORTE DA FAIXA BRASÍLIA NA REGIÃO DE ALMAS-DIANÓPOLIS (TO) E SEU CONTEXTO GEODINÂMICO DURANTE O BRASILIANO

Emílio Lenine Carvalho Catunda da Cruz[1]
Raul Minas Kuyumjian[2]

Os terrenos granito-*greenstone belts* existentes no Maciço de Goiás concentram-se nas porções central, Bloco Porangatu, e nordeste, Bloco Brasília que, juntamente com o Bloco Araguacema, constituem, segundo COSTA *et al.* (1991), as principais unidades geotectônicas formadoras do maciço. Na porção norte do Bloco Brasília as rochas do maciço encontram-se parcialmente encobertas por meta-sedimentos dos grupos Natividade (Proterozóico médio), a oeste, e Bambuí (Proterozóico superior), a leste (Fig.1).

Na região de Almas-Dianópolis o Maciço de Goiás é representado essencialmente por terrenos do tipo granito-*greenstone belts*. A sequência vulcano-sedimentar (SVS) consiste de uma unidade meta-vulcânica (UMV) sotoposta por uma unidade meta-sedimentar (UMS), e configura-se, em superfície, segundo faixas estreitas amoldadas às bordas de intrusões graníticas (Fig.2). A UMV consiste de meta-basaltos de afinidade ora toleiítica ora komatiítica, localmente almofadados, sendo os principais tipos petrográficos plagioclásio-actinolita xistos e, subordinadamente, anfibolitos. Níveis de clorita-tremolita-actinolita xistos, pouco frequentes, intercalados aos meta-basaltos representam, possivelmente derrames ultrabásicos (peridotito basáltico) metamorfizados. A UMS é constituida de filitos sericíticos, por vezes carbonosos, formações ferríferas bandadas (fácies óxido) de considerável extensão lateral, quartzitos, meta-*cherts* e raras intercalações de vulcânicas félsicas.

As rochas graníticas intrusivas sustentam os blocos Ribeirão das Areias (BRA), Córrego do Ouro (BCO), Manuel Alves (BMA) e Rio Gameleira (BRG), cujos posicinamentos são responsaveis pela atual configuração da SVS em superfície. Granodioritos, tonalitos e trondhjemitos constituem os tipos petrográficos comuns do BRA, enquanto que granodioritos, trondhjemitos e granitos predominam no BCO e no BMA. No âmbito do BRG individualizam-se os seguintes corpos intrusivos de dimensões de plutons: Água Boa (PAB) com os tipos petrográficos granodiorito, tonalito, quartzo-monzodiorito e quartzo-diorito, e São Martins (PSM), de natureza tonalítica e granodiorítica, e mostrando feições de fluxo magmático. No bordo oeste do BRG individualiza-se o Conjunto Granito-Gnáissico Anfibolítico (CGGA), o qual compreende os tipos litológicos horblenda gnaisses (tonalíticos e quartzo-dioríticos) com porções graníticas localizadas, e anfibolitos, os quais mostram afinidade química com, respectivamente, rochas graníticas do PAB e toleitos da SVS.

Vários corpos graníticos, por exemplo, os plutons Manto Verde (PMV) e Ponta da Serra (PPS), sustentados por tonalitos, granodioritos e, subordinadamente, granitos, por vezes com xenólitos de anfibolito, e um pequeno corpo de leucotonalito (LT), ocorrem no âmbito do BRG, intrudem a associação anterior.

As rochas graníticas são atravessadas por zonas de cisalhamento (na fácies xisto-verde) de direções preferênciais $N10-20W°$, $N0-10°E$ e $N20-30°E$, com mergulhos subverticais para E e W, lineação de estiramento subvertical e sentido de deslocamento destral. Na SVS predominam as direções $N-S$. Lineações subverticais indicam reativações ao longo das zonas de cisalhamento. Na SVS ocorrem dobras com plano axial (direção $N-S$) e eixos verticais, denotando uma tectônica transcorrente com movimento de massa para NNE. Tal estruturação estende-se para sul, até as proximidades de Conceição do Norte (TO). Na região enfocada neste trabalho, as rochas dos grupos Bambuí e Natividade sobrepõem discordantemente as rochas do embasamento granito-*greenstone belt*. Nas zonas de contato as rochas de cobertura são marcadas

[1]CNPq/UnB
[2]DGRM/IG/UnB

por foliação com mergulhos suaves para W e direção geral $N - S$, e portanto, discordantes da foliação subvertical do embasamento.

No âmbito regional, as rochas do Grupo Bambuí possuem foliações de direção $N20 - 30°E$ e mergulhos suaves para W, além de dobras assimétricas com vergência para o Cratón do São Francisco (CORRÊA FILHO e SÁ, 1980). Segundo GORAYEB *et al.* (1988), a leste da cidade de Natividade o embasamento está metamorfizado na fácies anfibolito médio a alto com mergulhos baixos a altos para NW, direção $N0 - 30°E$ e transporte tecônico para SSE. A oeste o embasamento apresentaria estruturas dômicas de direção $N - S$ e metamorfismo da fácies xisto verde. Para os autores deste trabalho esta região marcaria o limite entre o embasamento remobilizado, a oeste, e o não remobilizado, a leste, durante o Ciclo Brasiliano.

Os autores sugerem que na porção noroeste do Maciço de Goiás o embasamento siálico, ou seja, o terreno granito-*greenstone belt*, não foi afetado, pelo menos em parte, pela orogênese do Ciclo Brasiliano, e os grupos Bambuí e Natividade seriam coberturas cratônicas deformadas. Ainda mais, se as rochas do Grupo Natividade foram afetadas por episódio deformacional pré-Brasiliano, seus efeitos também não foram registrados naquele terreno. Se tais considerações refletem a realidade dos fatos, a revisão do limite noroeste do Cratón do São Francisco, o qual poderia então incluir a região discutida, torna-se necessária.

Referências

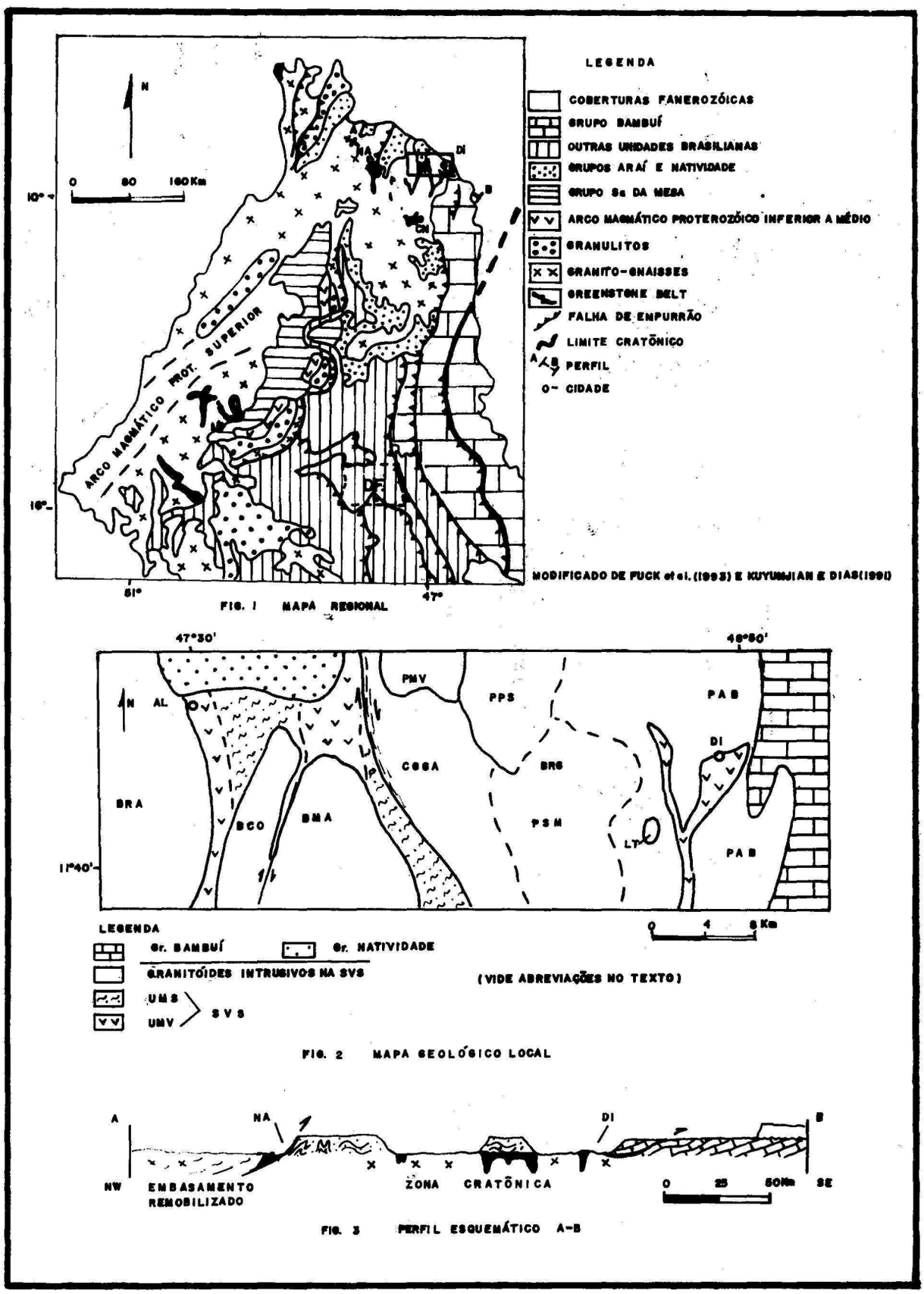
CORRÊA FILHO, F. C. L. & SÁ, A. M. 1980. Relatório Final. Goiânia, DNPM/CPRM, 6 volumes (inédito).

COSTA, J. B. S.; HASUI, Y.; HARALYI, N. L. E. 1991. Tectonophysics, 191, pag. 412–413.

FUCK, R. A.; SÁ, E. F. J.; PIMENTEL, M. M.; DARDENNE, M. A.; SOARES, A. C. P. 1993. In: Reunião preparatória para o Simpósio do Cratón do São Francisco.

GORAYEB, P. S. S.; COSTA, J. B. S.; LEMOS, R. L.; GAMA JUNIOR, T.; BEMERGUY, R. L.; HASUI, Y. 1988. RBG, vol. 18, nº 4, pág. 391–397.

KUYUMJIAN, R. M., & DIAS, R. R. 1991. Geochim. Brasil., vol.5, nº 1/2, pág. 33–44.


LEGENDA
COBERTURAS FANEROZÓICAS
GRUPO BAMBUÍ
OUTRAS UNIDADES BRASILIANAS
GRUPOS ARAÍ E NATIVIDADE
GRUPO Sa DA MESA
ARCO MAGMÁTICO PROTEROZÓICO INFERIOR A MÉDIO
GRANULITOS
GRANITO-GNAISSES
GREENSTONE BELT
FALHA DE EMPURRÃO
LIMITE CRATÔNICO
PERFIL
CIDADE
ARCO MAGMÁTICO PROT. SUPERIOR
N
0 80 160Km
10°
16°
51°
47°
NA
DI
B
MODIFICADO DE FUCK et al. (1993) E KUYUMJIAN E DIAS (1991)
FIG. 1 MAPA REGIONAL
47°30'
46°50'
17°40'
N AL
PMV
PPS
PAB
DI
COSA
BRG
BRA
BCO
BMA
PSM
LT
0 4 8 Km
LEGENDA
Gr. BAMBUÍ
Gr. NATIVIDADE
GRANITÓIDES INTRUSIVOS NA SVS
UMS
UMV
SVS
(VIDE ABREVIAÇÕES NO TEXTO)
FIG. 2 MAPA GEOLÓGICO LOCAL
A
NA
DI
B
NW
EMBASAMENTO REMOBILIZADO
ZONA CRATÔNICA
0 25 50Km
SE
FIG. 3 PERFIL ESQUEMÁTICO A-B

O SISTEMA DE DOBRAMENTOS RIO PRETO — PARTE INTRACRATÔNICA DE UMA ZONA DE COLISÃO ENVOLVENDO AS PLACAS DO CONGO — SÃO FRANCISCO E DO NE BRASIL/CENTRO OESTE ÁFRICA

Marcos Egydio-Silva[1]
Roland Trompette[2]
Ivo Karmann[1]

1. Introdução e Objetivos.

A Faixa de Dobramentos Rio Preto de idade brasiliana situa-se, geograficamente, no noroeste do estado da Bahia e sul do estado do Piauí, e tectônicamente encontra-se no limite de três placas tectônicas que foram agrupadas durante a orogênese brasiliana: a mega placa de Oeste-África/Amazonas; a placa do Congo-São Francisco e a Província do NE do Brasil/Centro Oeste da África, de estrutura complexa, formada por um mosáico de mini crátons e mini faixas.

De uma maneira mais precisa, a Faixa Rio Preto localiza-se na borda setentrional do bloco cratônico do São Francisco. Este limite está balizado à leste pela faixa brasiliana de Sergipe que mostra, de sul para norte, a passagem de uma seqüência plataformal para a de fácies mio e eugeossinclinais. A faixa Rio Preto faz uma certa simetria com a faixa Sergipana, de sul para norte, tem-se a passagem de fácies plataformais para as de geossinclinais. Entre estas duas faixas, a Província NE Brasil vem bordejar o limite norte do bloco cratônico do São Francisco. A natureza deste contato assim como sua exata localização restam ainda discutíveis.

Este trabalho deseja mostrar a estruturação do Sistema de Dobramentos Rio Preto através de uma secção N-S e discutir as possíveis razões desta configuração final, assim como o possível limite entre as duas placas tectônicas envolvidas (Fig.1).

2. Materiais e Estrutura.

Na Faixa Rio Preto é possível distinguir duas unidades litoestratigráficas que são, da base para o topo: a) um pacote de quartzitos e xistos localizados na porção setentrional da faixa. Em direção ao sul ele se adelgaça e desaparece, para o norte ele faz contacto com as rochas do embasamento. Trata-se de um equivalente provável do Supergrupo Espinhaço (Proterozóico Médio), ou de uma parte dele, que teria sido depositado em uma bacia do tipo graben (EGYDIO-SILVA 1987, EGYDIO-SILVA *et al.* 1989); b) uma unidade de rochas detríticas com raras intercalações carbonáticas que representam um equivalente do Supergrupo São Francisco. Ao sul, na zona de transição com o cráton, ela encontra-se delgada e incompleta, iniciando-se com os calcários que são correlacionados à Formação Lagoa do Jacaré. Ao norte esta seqüência é mais espessa (2 a 4 vezes), além de mais completa, começando por um nível de metadiamictito correlacionado à Formação Bebedouro ou Jequitaí da sucessão cratônica. A unidade superior está localizada entre os afloramentos da unidade inferior e o limite do cráton. Não é possível se pronunciar sobre a possível deposição ao norte, desta seqüência superior. Em resumo, a unidade estratigraficamente superior, que representa o Ciclo Brasiliano, depositou-se na borda do Cráton do São Francisco em uma bacia de tipo marginal.

O Sistema de Dobramentos Rio Preto caracteriza-se por apresentar, em uma secção N-S, uma estrutura assimétrica, com *dupla vergência tectônica* (estrutura em leque), sendo que o domínio sul é bem mais desenvolvido e mostra clara vergência para o Cráton do São Francisco. O domínio norte, mais curto, está inclinado para norte e cavalga o embasamento policíclico do Estado do Piauí (Fig.1).

A tectônica do Sistema Rio Preto se manifesta por dois tipos de estruturas: os grandes cavalgamentos onde o mais belo exemplo é o da região de Cariparé, que coloca unidades correlacionáveis ao Grupo Bebedouro sobre os metassedimentos equivalentes ao Grupo Bambuí, e

[1]Instituto de Geociências USP
[2]Instituto de Geociências da USP e CNRS/ORSTOM-França

dobras assimétricas onde as relações entre acamamento e foliação definem a polaridade estratigráfica (EGYDIO-SILVA *et al.* 1990).

As estruturas NE-SW da Faixa Rio Preto e de uma maneira mais geral a da Província NE Brasil, cortam as estruturas N-S da Faixa do Paramirim que são sincrônicas àquelas da Faixa Araçuaí. (INDA E BARBOSA 1978; LAGUEIRO 1990; TROMPETTE *et al.* 1992).

3. Gravimetria.

O perfil gravimétrico de anomalia Bouguer em um corte N-S ao longo da Faixa Rio Preto, obtido através do mapa gravimétrico do Estado do Bahia (GOMES & MOTTA 1980), apresenta um padrão de anômalias decrescentes de sul para norte, atingindo um baixo gravimétrico de -105 mgal na região de Malhadinha, *coincidentemente* no local onde ocorre a mudança da vergência tectônica de SSE para NNW, neste local a foliação é vertical.

.Pode-se constatar dois domínios gravimétricos distintos: um *domínio sul*, onde um gradiente gravimétrico é da ordem de $-0,35$ mgal/km, sugerindo um embasamento mergulhando suave e progressivamente para norte e, um *domínio norte*, com forte gradiente positivo, de cerca de 0,89 mgal/km indicando uma rápida ascensão do embasamento. Os dados geofísicos parecem indicar que na região de Malhadinha o embasamento encontra-se em sua maior profundidade, ou seja, trata-se do local onde se tem a maior espessura de metassedimentos, ao passo que ao norte o embasamento aflora.

4. Discussões e Conclusões.

Os sedimentos e metassedimentos que integram o Sistema de Dobramentos Rio Preto fazem parte de uma bacia marginal que se desenvolveu sobre um substrato siálico. Sua estruturação é atribuída exclusivamente à tectogênese brasiliana (700-600Ma) e a forma em leque ou a "dupla vergência" é devido à movimentação de falhas transcorrentes do embasamento cristalino que se tornaram ativas em decorrência do choque ou da colisão continental entre o Cráton do São Francisco e a Província NE Brasil/Centro-Oeste Africana. As falhas transcorrentes e de empurrão e/ou inversas não podem estar dissociadas durante uma subducção continental, a dinâmica do sistema exige uma cinemática complexa onde funcionam os dois tipos de estruturas (MATTAUER 1986). Neste quadro, as falhas transcorrentes do embasamento, quando ativas, estruturam a cobertura sedimentar com a formação de dobras "en echelon" que são gradativamente rotacionadas a medida que a deformação prossegue, levando ao paralelismo com as falhas do embasamento, e deslocamentos adicionais as tornam inclinadas com uma estruturação em leque, como mostrado experimentalmente por ODONNE & VIALON (1983) e RICHARD & COBBOLD (1989).

A deformação desta faixa foi provocada por uma possível colisão entre dois blocos crustais distintos: o limite norte do Cráton do São Francisco com a Província NE Brasil/Centro-Oeste Africana, o qual se manifesta pelo espessamento crustal devido a cavalgamentos e possivelmente pela expulsão de blocos por cisalhamentos ou transcorrências no embasamento.

A possível existência de magmatismo característico deste tipo de limite tectônico, talvez esteja sob os sedimentos da Bacia do Parnaíba, local de uma forte anomalia gravimétrica positiva (cerca de + 5 mgal), que poderia ser atribuída às rochas magmáticas de natureza mais densa, denotando uma possível zona de sutura entre dois blocos tectônicos. O limite entre as duas placas não foi localizado. Ele situa-se ao norte da faixa intracontinental do Rio Preto, dentro do "embasamento" do Piauí.

O perfil de anomalias Bouguer para a borda noroeste do Cráton do São Francisco apresenta um padrão gravimétrico de configuração semelhante àquelas observadas nos cinturões proterozóicos do Canadá (GIBBS & THOMAS 1976), na cadeia panafricana Hoggar-Dahomey (TROMPETTE 1979), entre outras. O modelo que explica tais anomalias consiste de blocos crustais separados por uma zona de sutura formada por colisão de placas. Apesar da similaridade no perfil gravimétrico, existe uma grande diferença em relação à faixa Rio Preto que consiste no fato do grande baixo gravimétrico encontrar-se dentro da placa São Francisco e não no limite entre elas. Um explicação possível é que essa anomalia negativa seja simplesmente

a expressão de um embasamento profundo ou uma grande espessura de sedimentos ou então, pode refletir falhas do embasamento paralelas à sutura principal que deve estar localizada mais a norte.

Agradecimentos: Os trabalhos de campo tiveram o apoio financeiro e logístico da Secretaria de Minas e Energia do Estado da Bahia, da Companhia Baiana de Pesquisa Mineral, da Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP Proc. 87/3435-1) e do CNPq (Proc. 303769/86-6). A todas essas entidades expressamos o nosso profundo agradecimento.

Referências

EGYDIO-SILVA, M. 1987. *Tese de Dout.* IG. USP, 141p.
EGYDIO-SILVA, M. *et al.* 1989. *Rev. Bras. Geoc.* 19, no 2, p.141–152.
EGYDIO-SILVA, M. et. al. 1990. *Anais Congr. Bras. Geol.*, Natal, v.6, p. 2658-2671.
GIBBS, R.A. & THOMAS, M.D. 1976. *Nature*, 262:199-200.
GOMES, R.A. & MOTTA, A.C. 1980. *Relatório final CPRM.*
INDA, H. & BARBOSA, J. 1978. Texto explicativo do mapa do estado da Bahia.
LAGUEIRO, L.E. 1990. *Dissertação de Mestrado*, UFOP. MATTAUER, M. 1986. *Bull. Soc. Geol. France*, 8, no 1, p. 143–157.
ODONNE, F. & VIALON, O. 1983. *Tectonophysics*, 99: 31–46.
RICHARD, P. & COBBOLD, P. 1989. *C.R. Acad. Sci. Paris*, T.308, Série II, p. 553–560.
TROMPETTE, R. 1979. *Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn.*, 21:339-349.
TROMPETTE, R. *et al.* 1992. *Jour. South. Amer. Earth Sci.*, v.6, no1/2, p.49–57.

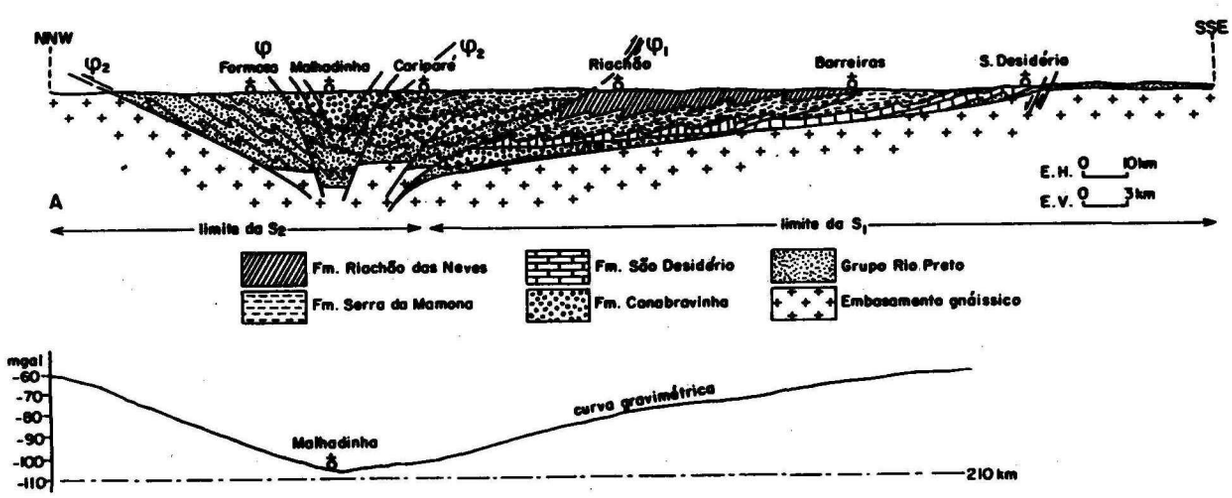


Fig. 1 Secção geológica e perfil gravimétrico da Faixa Rio Preto.

Figura 1. Secção geológica e perfil graviométrico da Faixa Rio Preto.

OS GRANITÓIDES DO DOMÍNIO MACURURÉ E A SUA IMPLICAÇÃO NA EVOLUÇÃO GEODINÂMICA DA FAIXA SERGIPANA (NE DO BRASIL)

Joselisa Maria Chaves[1]
Joil José Celino[2]

A Faixa de Dobramentos Sergipana, localizada no limite nordeste do Cráton do São Francisco, representa o modelo evolutivo de um mosaico de placas soldadas ao Cráton durante uma colisão no ciclo Brasiliano. A associação de uma série de corpos granitóides de dimensões variáveis (quilométricas a pluriquilométricas), especialmente nos Domínios Macururé e Marancó (SANTOS *et al.* 1988), sugerem uma íntima relação entre a colisão e a gênese dos corpos granitóides.

Este trabalho aborda principalmente três corpos granitóides: os maciços de Coronel João Sá, Glória Sul e Norte, situados no Domínio Macururé, representados por turbiditos metamorfizados em fácies anfibolito de média pressão, com deformação polifásica.

O maciço granodiorítico de Coronel João Sá (CJS), situa-se na parte oriental da Faixa Sergipana, nas proximidades da cidade homônima (Bahia), desenhando uma forma elíptica na superfície, com cerca de 200 Km^2, elongado segundo a direção E–W. Este maciço é um corpo intrusivo, tardi a pós-tectônico, constituído por três litotipos granodioríticos principais e um aplítico subordinado (Fig. 1A).

Os maciços de Glória localizam-se entre as cidades de Nossa Senhora da Glória e Monte Alegre de Sergipe (SE), e foram denominados informalmente de Glória Sul e Glória Norte. Possuem formas circulares, com cerca de 120 a 300 Km^2, respectivamente (Fig. 1B).

O maciço de Glória Norte (GLN), possui muitas semelhanças com o maciço de Coronel João Sá. As rochas são granodioríticas a biotita e hornblenda, possuem coloração cinza, granulação média a grossa e por vezes porfiríticas. Tem como minerais acessórios esfêno, apatita, epidoto, zircão e clinopiroxênio.

O maciço Glória Sul (GLS) caracteriza-se pela composição granítica a duas micas, tendo uma coloração cinza rosada, rosada ou amarela-clara, granulação fina, por vezes aplítica. Tem como acessórios: esfêno, epidoto, opaco, clinozoisita, alanita e apatita.

Uma característica marcante dos maciços de Coronel João Sá e Glória Norte é a presença de enclaves, que são máficos e subordinadamente ultramáficos, sugerindo uma mistura incompleta de magmas ácidos e básicos, responsáveis pela formação destas rochas hibridizadas.

Estudos geoquímicos e petrográficos (CHAVES 1991) evidenciaram um caráter cálcio-alcalino para os maciços de CJS e GLN, com enriquecimento em K_2O, presença de diopsídio e hiperstênio normativos, com $FeO/Fe_2O_3 > 1$, $Na_2O < 5\%$ e $K_2O < 4\%$, além da presença de esfêno, apatita e zircão. O magmatismo é similar ao tipo I-Caledoniano (CHAVES & CELINO 1992).

Os dados isotópicos apontam para uma evolução magmática a partir de duas fontes, com uma mistura complexa. O maciço CJS é representado geocronologicamente por dois conjuntos de rochas com idades de 614 ± 9 Ma e 619 ± 21 Ma (CHAVES *et al.* em preparação).

A gênese para esta faixa de dobramentos ainda é muito controvertida, entretanto tem-se alguns modelos, tais como: dados sobre prováveis regimes de placas litosféricas entre o Cráton do São Francisco e o maciço Pernambuco-Alagoas, com zonas de subducção com vergência para sul (BRITO NEVES *et al.* 1977); deformação resultante de choque sem prévia subducção, com empurrão do embasamento pré-brasiliano (JARDIM DE SÁ *et al.* 1981); modelo de *acresção* de terrenos e colisão oblíqua (DAVISON 1987, DAVISON & SANTOS 1989). Quando se associa a gênese das rochas granitóides que ocorrem na área, com esses prováveis modelos geotectônicos, fica claro a importância dessas rochas como marcadores do ambiente.

[1]Departamento de Ciências Exatas — UEFS
[2]Departamento de Geologia e Geofísica Aplicada, IGUFBa

Segundo LAGARDE (1989) as rochas cálcio-alcalinas podem ocorrer tanto no ambiente de colisão, quanto no ambiente de subducção. As rochas granodioríticas que ocorrem no Domínio Macururé, em especial os maciços CJS e GLN, com os dados atuais, tanto podem ser classificados como granitos associados a uma zona de subducção, quanto a rochas formadas por derivação crustal. Porém, alguns dados petrográficos e geoquímicos são mais sugestivos de uma origem a partir de uma anatexia crustal tardi a pós-colisional, com uma participação mantélica. Isto é verificado principalmente quando se observa as razões iniciais de estrôncio para o maciço CJS, onde a participação crustal é evidente; já o os dados de Terras Raras e a presença dos enclaves máficos, sugerem que houve uma contribuição mantélica na formação destas rochas.

Com base na presença de epídoto magmático, o ambiente de formação destas rochas granodioríticas, provavelmente, foi de altas pressões litostáticas (ZEN 1985), logo, altas profundidades. Esse dado pode ser reforçado pelo diagrama normativo Qz–Ab–Or (WINKLER 1976), onde se observa que os pontos plotam abaixo do mínimo de 3 Kb, sendo que a maioria das amostras caem no limite entre 5 e 10 Kb.

Com os dados disponíveis não foi possível fazer um modelamento simples para as rochas granodioríticas em estudo, visto que os dados dos elementos menores e isotópicos indicaram um processo complexo. Fica claro, porém, a origem a partir de fontes ígneas, sendo possível até que a fonte destas rochas, de forma muito especulativa, esteja associada às rochas do maciço Pernambuco-Alagoas, pois estas tem idades (1250 $\pm$ 90 Ma) e razões isotópicas iniciais (R° = 0.705) que no diagrama de evolução isotópica, seriam compatíveis com os dados isotópicos do maciço de Coronel João Sá.

O maciço Glória Sul aparece no Domínio Macururé, com uma tendência diferente das rochas granodioríticas estudadas. Os dados químicos de elementos menores, apesar de poucos, são sugestivos de uma gênese puramente crustal. Para este tipo de rocha, a gênese advogada é de fusão crustal em presença de água, depois do espessamento crustal. A fonte magmática e principalmente meta-sedimentos crustais, pois estas rochas provavelmente são derivadas de magmas ricos em água e alumínio, como atesta a presença de moscovita.

Com base nos aspectos acima relacionados, destaca-se uma hipótese geral, onde a resposta para esta superposição de eventos magmáticos estaria em um mecanismo de subducção provocado por uma colisão continente-continente, acavalando em grande escala o maciço Pernambuco-Alagoas, na fase final da orogênese brasiliana. Portanto, a colisão de uma placa superior *Paleo-Africana* compreendendo o maciço Pernambuco-Alagoas e uma placa de subducção *Paleo-Brasiliana* tendo o complexo Costeiro em sua extremidade leste, poderia gerar magmas de origem mantélica a supra-crustal em ascenção, no mesmo espaço crustal e no mesmo espaço de tempo, durante a fase tardi à pós-colisão.

AGRADECIMENTOS: Este trabalho faz parte do Projeto Granitóides da Bahia — Geologia e Metalogênese desenvolvido através do convênio FINEP/UFBA nº. 4.2.86.0344.00.

Referências

BRITO NEVES, B.B. de; SIAL, A.N.; ALBUQUERQUE, J.P.T. 1977. Vergência Centrífuga residual no Sistema de Dobramentos Sergipanos. Rev. Bras. Geoc. 7: 102–114.

CHAVES, J.M. 1991. Maciços Cel. João Sá e Glória: Petrologia e Geoquímica de Granitóides no Domínio Macururé, Faixa Sergipana (NE do Brasil). Dissertação de mestrado. IGUFBa. 153p.

CHAVES, J.M. & CELINO, J.J. 1992. A operação dos mecanismos de tectônica de placas a luz de critérios geoquímicos dos granitóides da Faixa Sergipana. I Simp. Reg. Geol. Ba-Se. SBG, p.42 a 45.

CHAVES, J.M.; McREATH, I.; CONCEIÇÃO, H.; LAFON, M.(em prep.) — Geoquímica dos elementos traços, Terras Raras e isotópica dos Granitóides da Faixa Sergipana e sua contribuição para o conhecimento da mistura de magmas.

DAVISON, I. 1987. Acreção de terrenos e a colisão oblíqua do Proterozóico Superior na Faixa Sergipana. I Simp. Nac. Est. Tect. IGUFBa, 1: 87–89.

DAVISON, I. & SANTOS, R.A. dos 1989. Tectonic evolution of Sergipano Fold Belt, during the Brazilian Orogeny. Prec. Res., 45: 319–342.

JARDIM DE SÁ, E.F.; LEGRAND, J.M.; HACKSPACHER, P.C. 1981. Contrastes de estilos estruturais e metamórficos na faixa dobrada sergipana. Rev. Bras. Geoc. 11: 128–137.

LAGARDE, J.L. 1989. Granites tardi carboniféres et déformation crustale. Léxemple de la Meseta Marocaine. Mem et Doc. Cent. Armo. et Struct. Socles Rennes. 26: 17–35.

SANTOS, R.A. dos *et al.* 1988. Geologia da Região Nordeste: Folha Carira e Jeremoabo, Estados da Bahia e Sergipe. Relatório Final. Brasília; CPRM. 8v. Convênio DNPM/CPRM.

WINKLER, H.G.F. 1976. Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Ed. Springer-Verlag, 4th, 334p.

ZEN, E-an 1985. Implications of magmatic epidote-bearing plutons crustal evolution in the acceted terranes of northwestern north America. Geology, 13: 266–269.

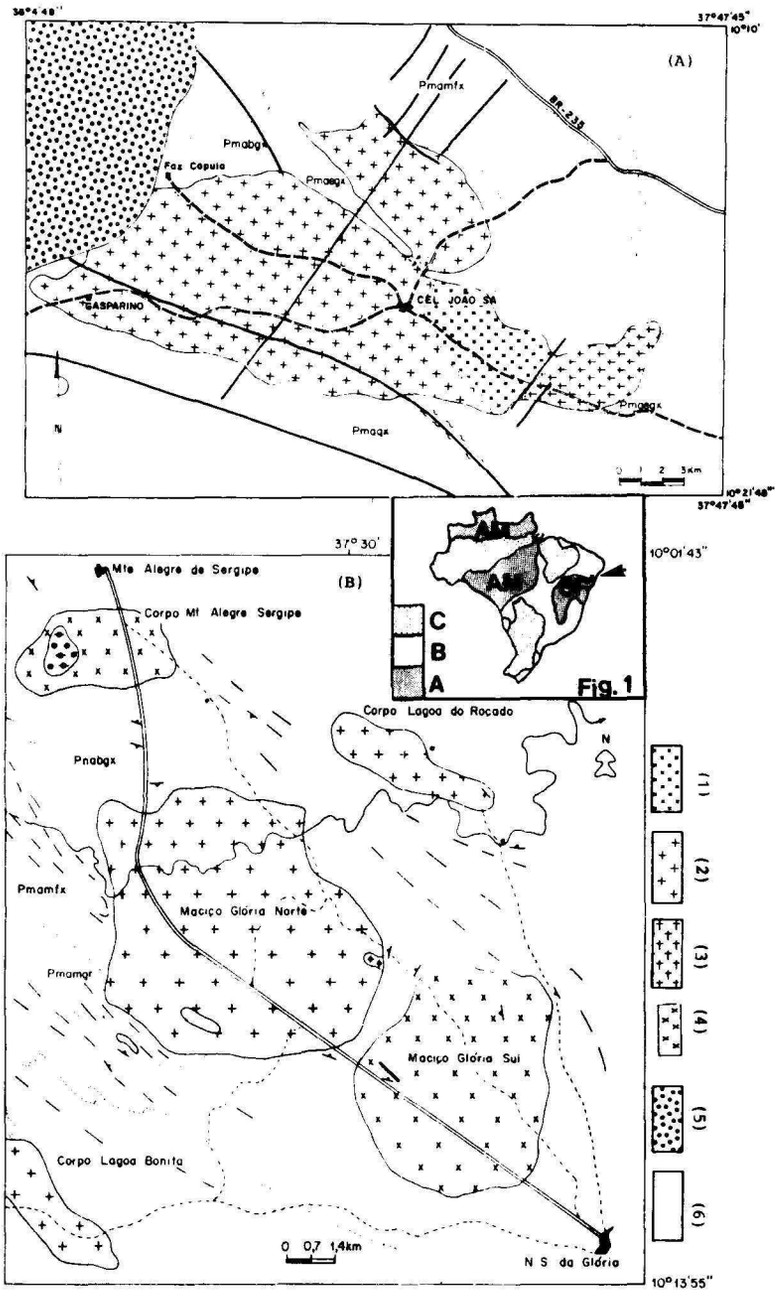


Figura 1. Mapa de Situação da área em relação: (A) Crátons — Amazônico (AM) e do São Francisco (SF); Faixas Proterozóicas e (C) Rochas sedimentares Mesozóicas/Paleozóicas. e Mapa esquemático dos fácies graníticos de (A) Coronel João Sá; e (B) Glória: (1) Biotita Granodiorito; (2) Hb–Bt. Granodiorito; (3) Granodiorito Pórfiro; (4) Granito à duas micas (5) Conglomerado Juá e (6) Domínio Macururé.

FAIXA DE DOBRAMENTOS DO BAIXO SÃO FRANCISCO: INDIVIDUALIZAÇÃO TECTÔNICA DO SEGMENTO NORTE DA FAIXA SERGIPANA

Nivaldo Destro[1]
Luciano P. Magnavita[2]
Maria Alice N. F. de Aragão[3]

1. Introdução.

A Faixa de Dobramentos Sergipana (BRITO NEVES 1975) localiza-se a nordeste do Cráton do São Francisco, ocorrendo nos estados de Sergipe, Alagoas e norte da Bahia (Fig. 1a). é comumente dividada em dois segmentos: o sul (Grupos Miaba e Vaza Barris) e o norte (Grupo Macururé). Novos dados de campo caracterizaram, no segmento norte, um evento deformativo que gerou estruturas orientadas na direção N–S, sub-ortogonais à orientação geral WNW–ESE da faixa. Esses dados permitiram o seu desmembramento em duas faixas distintas: Faixa de Dobramentos Sergipana (Grupos Miaba e Vaza Barris) e Faixa de Dobramentos do Baixo São Francisco (Grupo Macururé). As principais feições observadas regionalmente são: o anticlinal recumbente redobrado de Girau do Ponciano, o sinforme de Propriá, o anticlinório de Pinhão e o Domo de Itabaiana, sendo as três primeiras aqui redefinidas. Além das implicações tectono-estratigráficas decorrentes do modelo aqui proposto para as supracrustais, este estudo possibilita uma melhor compreensão do controle exercido pelas estruturas examinadas sobre a formação das bacias cretácicas adjacentes.[4]

2. Faixa de Dobramentos do Baixo São Francisco (FDBSF).

Encontra-se comprendida entre o Maciço Pernambuco-Alagoas, ao norte, e a Falha de São Miguel do Aleixo, ao sul (Fig. 1a). Três eventos deformativos foram documentados. O primeiro (D_1) gerou dobras recumbentes isoclinais, de dimensões centimétricas a decimétricas, raramente métricas, somente observadas, no presente trabalho, em veios de quartzo pré- ou sin-orogênicos. A foliação plano-axial (S_1) dessas dobras é extremamente penetrativa, com duas concentrações bem distintas no estereograma de S_1 (Fig. 1c). Os eixos (b_1) estão orientados na direção geral N-S (Fig. 1d), com caimentos suaves tanto para norte quanto para sul. Tanto as concentrações verificadas no diagrama de S_1 como os caimentos para sentidos opostos de b_1, se devem ao redobramento causado pelo evento D_3, e correspondem aos dois flancos do sinforme de Propriá (Fig. 1a). Lineações (L_1) incluem também linhas de *boudins* e *mullions*, os quais paralelisam b_1, sendo ambos sub-ortogonais ao *trend* WNW–ESE da Faixa Sergipana.

Durante o evento D_2 se formou uma foliação (S_2) menos penetrativa que S_1 (Fig. 1e), fazendo baixo ângulo com esta última. Caracteristicamente, esse evento não redobra as estruturas formadas em D_1, podendo essa aparente incompatibilidade estrutural significar que o evento D_2, na verdade, representa um estágio mais tardio do evento D_1, mas que não evoluiu o suficiente para gerar um outro dobramento regional.

O evento D_3 gerou dobras com foliação plano-axial S_3, que em geral mergulha forte tanto para norte quanto para sul (Fig. 1f). Essa foliação S_3 é caracterizada por clivagem de fratura, clivagem de crenulação e planos de *kink*. Em afloramento, as dobras são abertas a fechadas, *en chévron* ou *kinks*, com amplitudes de centimétricas a métricas e eixos b_3 orientados WNW-ESE (Fig. 1g).

[1]Petrobrás/Dexba — Salvador
[2]Petrobrás/Dexba — Salvador
[3]Petrobrás/Dexba - Salvador
[4]O controle do embasamento sobre o rifte do Recôncavo- Tucano-Jatobá está sendo discutido por Magnavita em outro trabalho apresentado neste Simpsósio.

3. Faixa de Dobramentos Sergipana (FDS).

Está compreendida entre a Falha de São Miguel do Aleixo, ao norte, e o Cráton do São Francisco, ao sul (Fig.1b). Nessa faixa foram identificados dois eventos deformativos. O primeiro (D_1) produziu uma foliação S_1 muito penetrativa, onde se observa a relação $S_1//S_0$ (Fig. 1h). Nesse estereograma, a maior concentração no quadrante sudoeste é indicativa da vergência da faixa nesse mesmo sentido. Regionalmente, não se verifica dobramentos associados a esse evento. Em afloramentos, as dobras são muito raras e, quando presentes, são apertadas a isoclinais, com dimensões centimétricas, e orientação geral WNW–ESE. Indicadores cinemáticos, tais como sombras de pressão assimétricas em seixos da Formação Capitão-Palestina e veios de quartzo sigmoidais que ocorrem na Formação Frei Paulo-Ribeirópolis, orientam-se na mesma direção geral WNW–ESE da faixa. Essas estruturas, juntamente com os falhamentos regionais mais importantes (vide Fig. 1b), teriam se formado por cisalhamento simples (JARDIM de SÁ *et al.* 1986).

O segundo evento (D_2), responsável pelos grandes dobramentos regionais, gerou dobras abertas a apertadas, normais a invertidas, afetando o conjunto $S_1//S_0$. De modo similar a S_1, a foliação plano-axial S_2 orienta-se para WNW-ESE (Fig. 1i). Apresenta-se pouco penetrativa, correspondendo em geral a uma clivagem de fratura, mas podendo exibir uma xistosidade incipiente nos filitos e xistos. As charneiras (b_2) dessas dobras estão orientadas na direção WNW–ESE (Fig. 1j), concordante com a orientação geral da faixa, o mesmo ocorrendo com a lineação de intersecção L1, resultante da intersecção de S_1 com S_2 (Fig. 1k).

Embora as estruturas formadas nos eventos D_1 e D_2 tenham a mesma orientação geral, a deformação mudou de cisalhamento simples no evento D_1 para cisalhamento puro no evento D_2. Essa mudança possivelmente ocorreu em uma etapa de deformação progressiva, quando as grandes falhas geradas no evento D_1 já não podiam acomodar grandes deslocamentos, devido à resistência oferecida pelo Cráton do São Francisco a sul. A partir desse momento, a faixa como um todo, inclusive os grandes falhamentos, teriam passado a experimentar encurtamento tangencial (JARDIM de SÁ *et al.* 1986).

4. Modelo tridimensional integrado.

Os dados acima permitem a proposição de um modelo de evolução tectônica diverso dos precedentes. A presença exclusiva de eixos b_1, *boudins* e *mullions* (N-S) na Faixa de Dobramentos do Baixo São Francisco orientados sub-ortogonalmente ao *trend* WNW-ESE da Faixa Sergipana, e aqui descritos pela primeira vez, indica claramente que a FDBSF foi afetada por pelo menos um evento deformativo anterior à deposição dos pacotes sedimentares da FDS. Além disso, existem diferenças marcantes, tais como padrões de deformação, grau metamórfico, composição litológica e associação dos eventos deformativos que afetaram ambas as faixas, que corroboram a hipótese de JARDIM de SÁ *et al.* (1981,1988) e JARDIM de SÁ *et al.* (1986), parcialmente adotada por DAVISON & SANTOS (1988), de que o segmento norte teria sofrido deformação policíclica e atuado como embasamento para o segmento sul.

No modelo aqui proposto, o até então denominado anticlinal de Girau de Ponciano constitui-se num anticlinal recumbente redobrado (Fig. 1b), o qual teria sido estruturado no primeiro evento (D_1), e posteriormente redobrado no evento D_3. Dessa maneira, a repetição observada nos quartzitos da Formação Santa Cruz (Grupo Macururé), consideradas como camadas guia para a reconstituição desta grande dobra, não teria sido causada exclusivamente pelo dobramento ocorrido durante o evento D_3. Durante esse último evento se formou outra feição regional, denominado aqui de sinforme de Propriá (Fig. 1b). O termo sinforme se deve ao fato de nesse evento o dobramento se imprimir em uma sequência já dobrada recumbentemente durante o evento D_1, que provocou a repetição e a inversão dos estratos. Optou-se também pelo uso do termo anticlinório de Pinhão (Fig. 1b) na FDS, por apresentar inúmeras dobras subsidiárias.

Referências

BRITO NEVES, B.B. 1975. Regionalização geotectônica do Precambriano nordestino. Tese de doutorado, Universidade de São Paulo, 198 p.

DAVINSON, I. & SANTOS, R.A. 1989. Tectonic evolution of the Sergipano fold belt, NE Brazil, during the Brasiliano orogeny. Precamb. Res., 45, 319-342.

JARDIM de SÁ, E.F.; LEGRAND, J.M.; HACKSPACHER, P.C. 1981. Contraste de estilos estruturais e metamórficos na faixa dobrada Sergipana. Rev. Bras. Geoc. 11(2), 128–137.

JARDIM de SÁ, E.F.; MORAES, J.A.C.; SILVA, L.J.D. 1986. Tectônica tangencial na Faixa Sergipana. Anais XXXIV Congr. Bras. Geol., 3, Goiânia, 1246–1259.

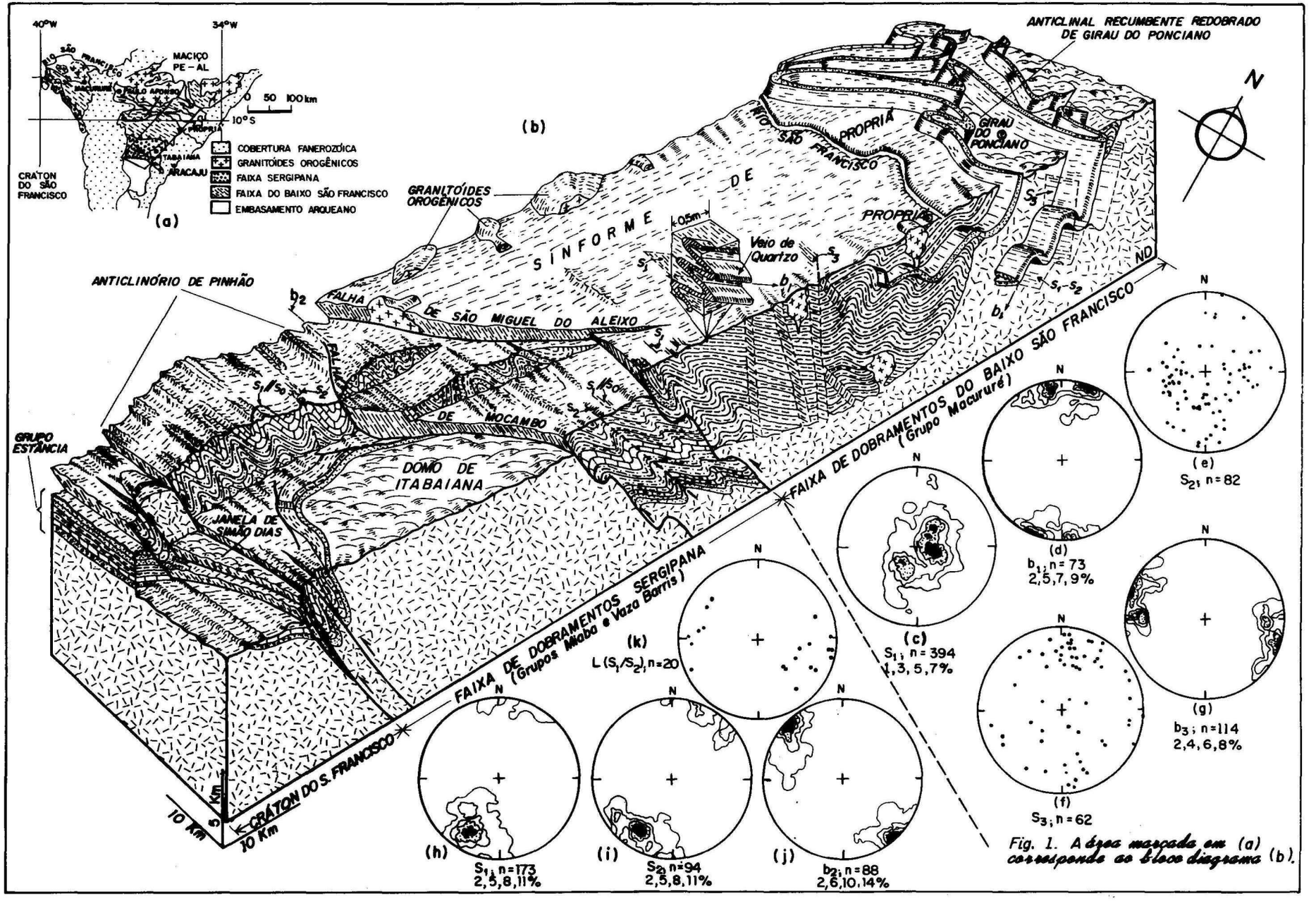


Fig. 1. A área marcada em (a) corresponde ao bloco diagrama (b).

CAPÍTULO V

PROCESSOS E MODELOS METALOGENÉTICOS

FLUIDOS ASSOCIADOS A DEPÓSITOS DE OURO MESOTERMAIS DO *GREENSTONE BELT* DO RIO ITAPICURU, BAHIA: PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS E POSSÍVEIS FONTES*

Roberto P. Xavier[1]

1. Contexto geológico das mineralizações auríferas.

O *greenstone belt* do Rio Itapicuru, de idade proterozóica inferior, tem se constituído numa das principais áreas produtoras de ouro da porção norte do Cráton do São Francisco. As supracrustais desta unidade geotectônica agrupam-se em domínios litológicos denominados de vulcânico máfico, vulcânico intermediário-félsico e sedimentar que circundam domos granito-gnáissicos e encontram-se metamorfisadas na fácies xisto verde e localmente na fácies anfibolito (KISHIDA *et al.* 1991). As supracrustais estão afetadas por zonas de cisalhamento, de extensão regional, de característica rúptil-dúctil e natureza transpressiva, ao longo das quais concentram-se depósitos e ocorrências de ouro, destacando-se, em função de sua importância econômica, os depósitos da Fazenda Brasileiro, na porção sul, e Fazenda Maria Preta, na porção norte (KISHIDA *et al.* 1991). No depósito de ouro da Fazenda Brasileiro a mineralização hospeda-se em magnetita-quartzo-clorita xisto (xisto magnético), associando-se particularmente a veios e vênulas de quartzo com sulfetos, carbonato e albita com zonas de alteração hidrotermal (TEIXEIRA *et al.* 1990). No depósito da Fazenda Maria Preta a mineralização aurífera hospeda-se em metassedimentos carbonáceos, metariodacitos silicificados, metadioritos e veios de quartzo-carbonato (XAVIER 1991). Em ambos os depósitos, o ouro nativo ($Ag/Au = 0.08 - 0.1$) ocorre livre, ou associa-se a sulfetos, particularmente arsenopirita e pirita.

2. Caracterização dos fluidos mineralizantes.

Estudos de inclusões fluidas por petrografia, microtermometria e espectroscopia Raman, demonstraram que os fluidos mineralizantes nos depósitos da Fazenda Brasileiro e Fazenda Maria Preta são semelhantes em termos composicionais (XAVIER 1991): soluções aquosas de baixa salinidade (< 6 eq.% peso NaCl) contendo 11.5 à 45 mol% CO2 e quantidades subordinadas e variáveis de CH_4 ($0 - 0.7$ mol%) e N_2 ($0 - 7.7$ mol%). Adicionalmente, também foram detectados por cromatografia gasosa (GC–MS), traços de C_2H_4 ($1 - 16$ ppm), C_2H_6 + ($0.01 - 87$ ppm), C_3H_4 ($0 - 2$ ppm), C_3H_6 ($0 - 0.03$ ppm), C_3H_8 ($0 - 21$ ppm), C_4H_10 ($0 - 29$ ppm) e COS ($0.02 - 44$ ppm).

As isócoras representativas da composição dos fluidos mineralizantes, juntamente com os geotermômetros da arsenopirita e da clorita e as paragêneses associadas ao ouro, revelaram que as condições de P e T dos fluidos variaram de 390°a 455°C e 2.7 a 4.8 kb, no depósito da Fazenda Brasileiro, e de 360° a 420°C no depósito da Fazenda Maria Preta. Nestas condições de P–T, a fO_2 destes fluidos foi estimada entre 10^{-25} e 10^{-31} bar, ou seja, entre os tampões quartzo-magnetita-faialita e NiO–Ni, o que confere um caráter redutor para estes fluidos (Fig. 1).

3. Composição isotópica dos fluidos.

Valores de $\delta^{18}O_{H_2O}$ entre +9.7 e +12.6‰ e de δD_{H_2O} entre −37 e −82‰, obtidos da extração de fluidos de inclusões em quartzo de diferentes veios auríferos e estéreis do depósito da Fazenda Maria Preta, são similares à assinatura isotópica da H_2O de fluidos metamórficos, gerados a partir de reações de devolatilização (Fig. 2; XAVIER 1991). Na mina da Fazenda Brasileiro, os valores de $\delta^{18}O_{H_2O}$ variam de +7.2 a +10.6‰ e de δD_{H_2O} concentram-se entre −70 e −153‰, indicando uma origem meteórica para a H_2O destes fluidos, semelhante às

*Pesquisa financiada pela FAPESP (Proc. 88/0255-5), com apoio logístico fornecido pela DOCEGEO S.A./CVRD.
[1]Departamento de Metalogênese e Geoquímica Instituto de Geociências – Unicamp

mineralizações auríferas mesozóicas da Cordilheira Canadense (NESBITT & MUEHLENBACHS 1989; Fig. 2). Entretanto, neste caso, estes valores baixos de δD_{H_2O} são atribuídos à mistura de fluidos aquo-carbônicos de inclusões precoces, com fluidos aquosos de inclusões tardias, durante o processo de extração nas análises isotópicas. Consequentemente, estes valores não refletem a composição de δD_{H_2O} original do fluido mineralizante.

Os dados de $\delta^{13}C$ do CO_2, liberado dos fluidos das inclusões em quartzo de veios auríferos variam de -6.0 a $-10.2‰$(média de $-7.3 \pm 2.5‰$) e de -5.6 a $-10.4‰$(média de $-7.6 \pm 1.7‰$) nos depósitos da Fazenda Maria Preta e Fazenda Brasileiro, respectivamente. Estes valores apontam o manto (-3 a $-8‰$) ou uma fonte magmática (-2.5 a $-8.2‰$) como os possíveis reservatórios de CO_2 e mostram que os fluidos mineralizantes nos depósitos investigados são relativamente mais empobrecidos em $\delta^{13}CCO_2$ do que fluidos típicos de mineralizações auríferas mesotermais arqueanas (média de $-3.5‰$). A similaridade na composição de $\delta^{13}CCO_2$ em ambos os depósitos sugere a presença de um reservatório comum e de composição uniforme de $\delta^{13}C$ para o CO_2 dos fluidos mineralizantes.

Os valores de $\delta^{34}S$ para arsenopiritas e piritas das zonas mineralizadas agrupam-se nos intervalos de $+0.5 \pm 6.6‰$(média de $+2.5 \pm 0.4‰$) e $+0.1 - +1.3‰$(média de $+0.6 \pm 0.4‰$) nos depósitos da Fazenda Maria Preta e Fazenda Brasileiro, respectivamente, sendo concordantes com $\delta^{34}S$ de origem magmática ($\delta^{34}S = 0‰$) para o enxôfre do fluido.

4. Conclusões.

Os fluidos aquosos de baixa salinidade e conteúdo variado de CO_2($\pm$ CH_4 e $\pm$ N_2), definidos nos depósitos de ouro investigados do *greenstone belt* do Rio Itapicuru, são similares aos fluidos associados a mineralizações auríferas mesotermais em terrenos granito-*greenstone* pré-cambrianos que ocorrem em outras áreas cratônicas do planeta (e.g. Austrália, Canadá, África do Sul, Zimbabwe, etc.; FOSTER 1991). Os processos responsáveis pela geração de grandes volumes de fluidos aquosos, ricos em CO_2, ainda permanecem uma questão polêmica nos modelos genéticos para estes tipos de mineralizações. Neste contexto, estes fluidos podem ter sido derivados (FOSTER 1991): (*i*) na cristalização de corpos ígneos da série TTG ou de lamprófiros; (*ii*) do metamorfismo de alto grau em processos de granulitização da crosta inferior siálica por fluidos provenientes do manto; (*iii*) devolatilização da pilha vulcano-sedimentar durante o metamorfismo regional; (iv) fluidos meteóricos evoluídos.

Com base nos dados de inclusões fluidas e composição de $\delta^{18}O_{H_2O}$ e δD_{H_2O}, os fluidos a H_2O-CO_2 responsáveis pelo transporte e deposição do ouro em zonas de cisalhamento do *greenstone belt* do Rio Itapicuru são interpretados como derivados principalmente pelo metamorfismo regional, a partir de reações de desidratação e decarbonatação que ocorrem na transição fácies xisto verde-anfibolito ($450° - 500°C$). Neste processo, o metamorfismo de sedimentos com material carbonáceo e minerais micáceos, de ocorrência comum nas supracrustais, pode ter liberado CH_4 e N_2 que são incorporados à fase fluida, explicando assim a presença destes componentes no fluido das inclusões. A variação na composição de $\delta^{13}C$ do CO_2 do fluido metamórfico deve-se provavelmente à redução destes fluidos durante sua interação com litologias ricas em material carbonáceo, levando a um empobrecimento de $\delta^{13}C$.

Considerando que o *greenstone belt* do Rio Itapicuru tenha se desenvolvido num regime geodinâmico de subducção (SILVA 1987), sítios favoráveis para o progresso das reações metamórficas seriam o metamorfismo progressivo da crosta oceânica em subducção e o metamorfismo de contato causado pela colocação dos domos graníticos. No entanto, como o metamorfismo e o magmatismo podem sobrepor-se temporalmente neste contexto, os fluidos mineralizantes devem também ter adquirido alguns componentes de derivação magmática (e.g. S e CO_2).

Referências

FOSTER, R.P. 1991. Gold Metallogeny and Exploration. Blackie & Son Limited, 432p.

KISHIDA, A.; SENA, F.O.; ALVES DA SILVA, F.C. 1991. Rio Itapicuru greenstone belt: geology and gold mineralization. In: LADEIRA, E.A. ed. Brazil Gold'91: The Economic, Geology, Geochemistry and Genesis of Gold Deposits. Balkema, Rotterdam, p.49-59.

NESBITT, B.E. & MUEHLENBACHS, K. 1989. Geology, geochemistry and genesis of mesothermal lode gold deposits of the Canadian Cordillera: evidence for ore formation from evolved meteoric water. Econ. Geol. Monogr. v.6,p.553-563.

SILVA, M.G., 1987. Geochemie, Petrologie und tektonische Entwickulung eines proterozoischen gruensteinguertels: Rio Itapicuru, Bahia, Brasilien. Tese de Doutoramento, Univ. de Freiburg, Alemanha, 141p.

TEIXEIRA, J.B.G.; KISHIDA, A.; MARIMON, M.P.; XAVIER, R.P.; MCREATH, I. 1990. The Fazenda Brasileiro gold deposit, Bahia: geology, hydrothermal alteration, and fluid inclusion studies. Econ. Geol., v.85, p.990-1009.

XAVIER, R.P. 1991. The role of microstructural and fluid processes in the genesis of gold-bearing shear zones: Fazenda Maria Preta mine, Rio Itapicuru greenstone belt, Bahia, Brazil. Tese de Doutoramento, Univ. de Southampton, Inglaterra, 241p.

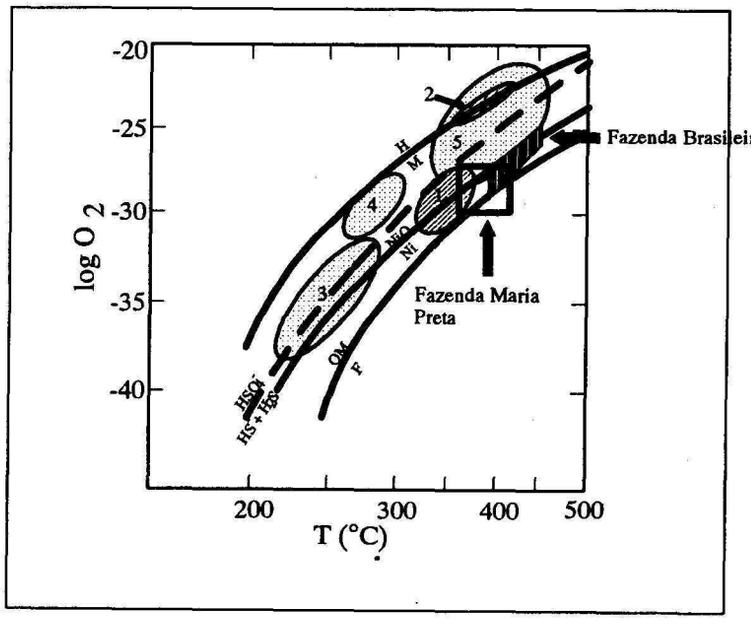


Figura 1. Variação do estado redox dos fluidos mineralizantes nos depósitos de ouro investigados no *greenstone belt* do rio Itapicuru. 1 e 2= depósitos de ouro em *greenstone belts* arqueanos; 3= depósitos de ouro epitermais (sericita + adulária); 4= depósitos de ouro epitermais (sulfatos); 5= depósitos de cobre porfiríticos com ouro associado.

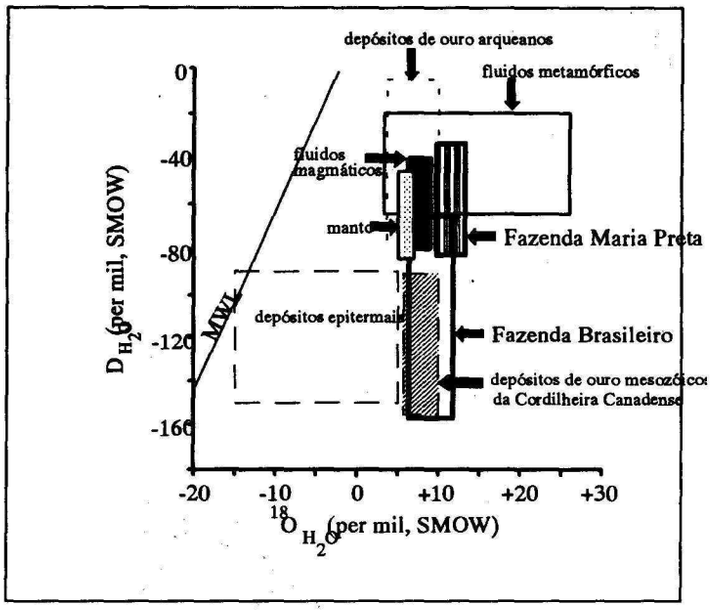


Figura 2. Composição isotópica da H_2O do fluido mineralizante dos depósitos de ouro investigados no *greenstone belt* do Rio Itapicuru.

EVOLUÇÃO METAMÓRFICA DO *GREENSTONE BELT* DO RIO ITAPICURU E SUAS RELAÇÕES COM AS MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS

Maria da Glória Silva[1]
Manuel Barreto da Rocha Netto[2]

O *greenstone belt* do Rio Itapicuru localiza-se na porção NE do cráton do São Francisco, Estado da Bahia, abrangendo uma área de cerca de 5000 km^2 (Fig.1).

Esta sequência vulcano-sedimentar, de trend geral N–S e de idade proterozóica inferior, encontra-se encravada em rochas gnáissicas e migmatíticas arqueanas do embasamento do cráton e compreende (SILVA 1987, 1992): (1) uma sequência vulcânica máfica basal, toleítica de fundo oceânico, com intercalações de sedimentos químicos (BIF, *cherts*) e pelíticos (filitos grafitosos); (2) uma sequência vulcânica intermediária a félsica, cálcio-alcalina de margem continental ativa, com intercalações de sedimentos clásticos e químicos; (3) uma sequência sedimentar de topo, com sedimentos químicos e clásticos, esses últimos em sua maioria de derivação vulcânica (Fig. 2). Todo o pacote supracrustal encontra-se intrudido por granitóides sin e pós-tectônicos tipo IA, *sills* gabróicos, além de alguns corpos subvulcânicos, intermediários a félsicos, cogenéticos às vulcânicas cálcio-alcalinas. ALVES DA SILVA & MATOS (1992) reconhecem dois (2) eventos deformacionais na sequência. Um evento D1, com duas fases de deformação, sendo a fase F1 representada por zonas de cisalhamento paralelas aos contatos litológicos e a fase F2 representada por uma sucessão de anticlinais e sinclinais assimétricos, com vergência para leste. À esse evento superimpõe-se um evento D2 coaxial, representado por um dobramento de grande amplitude, envolvendo as rochas gnáissicas e migmatíticas encaixantes, cuja charneira (E–W) encontra-se na parte sul do cinturão de supracrustais (Faixa Weber).

SILVA (1983 e 1987), estudando a porção central do *greenstone*, ao longo da seção do Rio Itapicuru, reconheceu três (3) eventos metamórficos nas rochas supracrustais: (1) um evento M1, estático, de fundo oceânico, responsável pela hidratação das lavas máficas e félsicas (espilitização); (2) um evento M2, de natureza dinamotermal, concomitante à fase F2 do evento D1 de deformação e à colocação dos granitóides sintectônicos, responsável pela desidratação da pilha vulcano-sedimentar e geração de paragêneses metamórficas das facies xisto verde e anfibolito; (3) um evento M3, de natureza exclusivamente termal, localizado apenas em torno de corpos intrusivos, notadamente dos granitóides. O evento M2 é responsável pela existência de uma zonalidade metamórfica nessa porção do *greenstone*, com paragêneses da facies anfibolito nas porções periféricas do cinturão de supracrustais, gradando, na direção do centro, para paragêneses da facies xisto verde. Essa zonalidade é detectada petrograficamente pela transformação da paragênese clorita, calcita, albita, quartzo, pirita gerada no evento M1 e presente na porção central do *greenstone*, na paragênese actinolita, epidoto com albita, clorita, calcita, quartzo e pirita subordinados, gerada no evento M2. Na direção das bordas da sequência supracrustal, a paragênese actinolita, epidoto, clorita, albita, quartzo, pirita cede lugar à paragênese hornblenda, Ca-plagioclásio com pirrotita subordinada, da facies anfibolito do evento M2.

O estudo da química mineral dos anfibólios das facies xisto verde e anfibolito, revela um aumento progressivo, do centro para as bordas do *greenstone*, dos percentuais catiônicos de Al_{IV}, Al_{VI}, $Al_{(total)}$, Si, (Na+K)total e $(Na+K)_A$, e dos percentuais moleculares de An no plagioclásio, apontando para um aumento progressivo das condições de T e P. Para as paragêneses da facies xisto verde do evento M2 foram calculadas temperaturas da ordem de 350°C e pressões de 2 kb. Para as paragêneses da facies anfibolito desse evento, as temperaturas calculadas foram da ordem de 650°C e pressões de 4 kb.

Considerando a transformação de clorita em actinolita-hornblenda, de calcita e albita em Ca-plagioclásio e de pirita em pirrotita, pode-se afirmar que as reações metamórficas da transição

[1] (Instituto de Geociências-UFBA)
[2](Assembléia Legislativa do Estado da Bahia/Companhia Baiana de Pesquisa Mineral-CBPM)

xisto verde-anfibolito foram caracterizadas pela perda abundante de fluidos, notadamente de H_2O, CO_2 e S. Esses fluidos liberados pela desidratação da pilha vulcano-sedimentar, em resposta aos processos dinamotermais do evento metamórfico M2, migraram para áreas de menor pressão e temperatura, através dos canais de escoamento representados pelas zonas de cisalhamento geradas na fase F1 do evento D1.

A passagem desses fluidos através do pacote supracrustal promoveu transformações químicas no sistema fluido-rocha. Nas encaixantes observa-se a presença de halos de alteração hidrotermal ao longo das zonas cisalhadas, notadamente halos de carbonatização, cloritização, silicificação e sericitização.

De acordo com PHILLIPS & POWELL (1992), a interação fluido-rocha promove o enriquecimento do fluido em vários componentes, notadamente K, As, Sb, Hg, Ba, Mo, Sr, Pb, Rb, S e Au. Ainda de acordo com esses autores e com SEAWARD (1984), a presença de sulfeto de ferro nas rochas encaixantes é fundamental para o enriquecimento do fluido em Au, uma vez que o ouro é solubilizado sob a forma de um complexo molecular do tipo Au–S. A deposição do Au pode se dar por diferentes fatores: (1) interação do fluido com rochas ricas em magnetita, com consequente redução da fS_2; (2)interação do fluido com rochas ricas em Fe-silicatos, com formação de sulfetos de Fe e liberação do Au: (3) por resfriamento do fluido, na ausência de interferência das rochas encaixantes (PHILLIPS & POWELL 1992). ROMBERGER (1988) afirma que a deposição do Au, transportado sob a forma de complexos sulfetados em soluções saturadas, pode ocorrer tanto pelo decrescimo da fO_2 quanto da fS_2.

Na porção central do *greenstone belt* do Rio Itapicuru, as mineralizações auríferas parecem estar em conformidade com esse modelo. O ouro está presente, disseminado e/ou em veios de quartzo, em zonas de cisalhamento geradas na fase F1 do evento D1, em rochas com paragêneses da facies xisto verde, com evidências de terem interagido com fluidos ricos em CO_2, K, As, dentre outros elementos (presença de halos de sericita e carbonato e de arsenopirita).

Muito embora as zonas de cisalhamento sejam contínuas ao longo de um *trend* N–S, as mineralizações não são constantes ao longo das mesmas. Dois fatores parecem ter condicionado a concentração do ouro nas zonas cisalhadas: a presença de uma fonte de excitação térmica capaz de promover a circulação dos fluidos e a natureza da rocha encaixante. De fato, no mapa da figura 2 pode-se observar que muito embora ocorram disseminações de ouro ao longo de toda zona cisalhada, os teores econômicos estão concentrados naquelas áreas onde as zona de cisalhamento é balizada por granitóides sintectônicos (sin F2, D1).

No que diz respeito à natureza da rocha encaixante, observa-se que os teores em Au são mais elevados naquelas porções da faixa cisalhada onde aparecem rochas ricas em óxidos e/ou silicatos de Fe (promovendo um decréscimo na fS_2), ou ainda naquelas porções onde aparecem folhelhos carbonosos (promovendo um decréscimo na fO_2).

Pode-se concluir dessa forma que as mineralizações auríferas do Rio Itapicuru estão diretamente relacionadas à evolução metamórfica dessa sequência e que os principais metalotectos para mineralizações auríferas seriam, em ordem decrescente de importância: (1) a existência de um evento metamórfico hidrotermal (M1); (2) a formação de zonas de cisalhamento anteriormente ao pico do metamorfismo (pré F2); (2) a existência de zonas de transição facies xisto verde-anfibolito; (3) a presença de corpos intrusivos concomitantes ao pico do metamorfismo (sin F2), balizando a zona de cisalhamento; a presença de rochas ricas em óxidos e/ou silicatos de Fe ou de rochas ricas em material carbonoso.

Referências

ALVES DA SILVA, F.C. & MATOS, F.M.V. 1991. Economic geology and structural controls of orebodies from the Medium Itapicuru gold district: Rio Itapicuru greenstone belt, Bahia, Brazil, In. E. A. Ladeira, ed., Gold'91, 629–635. Balkema, Rotterdam.

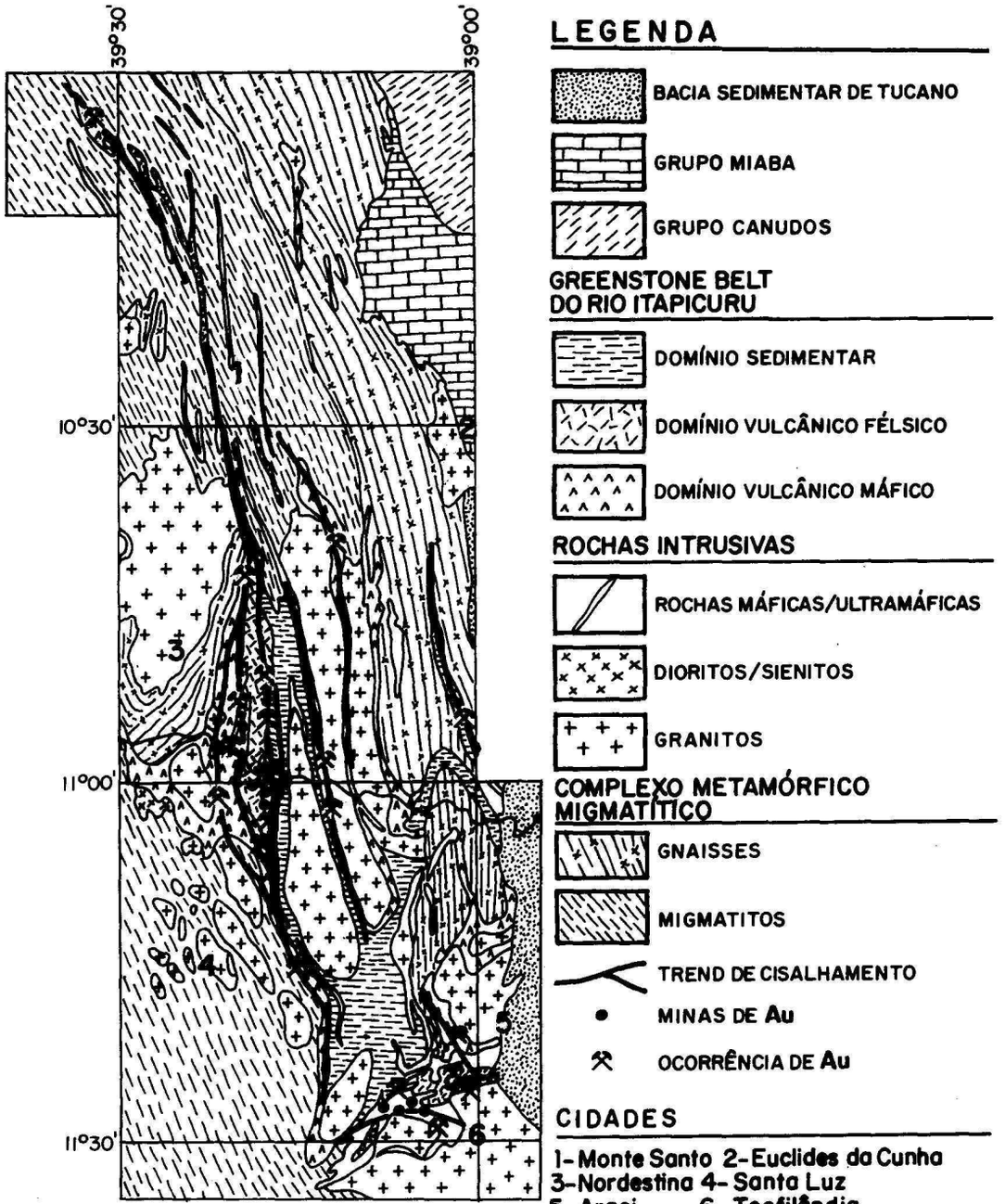
PHILLIPS, G.N. & POWELL, R. 1992. Gold-only provinces and their common features. Contrib. of the Economic Geology Reaserch Unit 43.

ROMBERGER, S.B. 1988. Geochemistry of gold in hydrothermal deposits. U.S.G.S. Bull. 1857, A9–A25.

SEAWARD, T.M. 1984. The transport and deposition of gold in hydrothermal systems. In. R.P. Forster, ed., Gold'82, 165- 181. Balkema, Rotterdam.

SILVA, M.G. 1987. Geochemie, Petrologie und geotektonische Entwicklung eines proterozoischen Gruensteinguertels: Rio Itapicuru, Bahia, Brasilien. Tese de Doutorado. Univ. de Freiburg, Alemanha. Inédito.

SILVA, M.G. 1992. Evidências isotópicas e geocronológicas de um fenômeno de acrescimento crustal transamazônico no craton do São Francisco, Estado da Bahia. In. Congr. Bras. Geol., 37, SBG, São Paulo. Anais vol. 2, 181-182.



Fonte: Rocha Neto, M. B. 1983

fig. 1

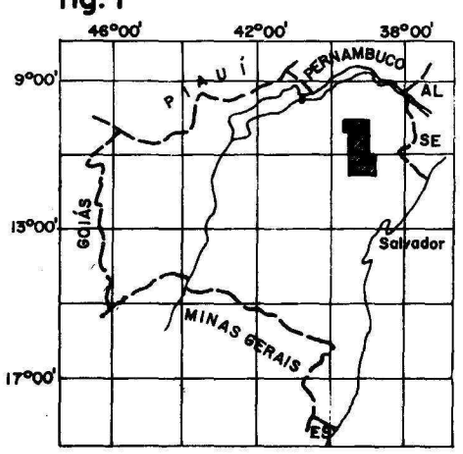


fig.-2·MAPA GEOLÓGICO DO GREENSTONE BELT DO RIO ITAPICURU

CONTROLE ESTRUTURAL DO DEPÓSITO DE OURO FAZENDA MARIA PRETA: IMPLICAÇÕES PARA PROSPECÇÃO AURÍFERA NO MÉDIO RIO ITAPICURU, BAHIA

Flavio Henrique Freitas-Silva[1]
Carlos E. S. Coelho[2]

1. Introdução.

O depósito de ouro da Fazenda Maria Preta compreende um grupo de zonas de cisalhamento individuais que hospedam várias ocorrências e minas localizadas no norte do denominado *greenstone belt* Rio Itapicuru (Fig. 1), as quais no seu conjunto estruturam uma faixa de deformação aqui denominada Zona Deformacional Fazenda Maria Preta.

O propósito do trabalho aqui apresentado é de abordar de uma forma geral a estruturação da faixa, delinear um modelo de colocação dos veios que formam a mineralização e tecer considerações sobre a prospecção de ouro da faixa como um todo.

2. Caracterização da zona deformacional Fazenda Maria Preta (ZDFMP).

Os principais elementos estruturais observados foram a foliação milonítica S_m (uma foliação do tipo C dos milonitos SC, (LISTER & SNOKES 1984), apresentando uma orientação geral NS/60W (Fig. 2b) sobre a qual está impressa uma forte lineação de estiramento (Lst) apresentando uma orientação NS/00-15N. Outro importante elemento estrutural é a foliação S (tipo S dos milonitos SC) com orientação N30E/65NW (Fig. 2c). Estes três elementos estruturais caracterizam uma componente de deformação dominante não coaxial do tipo cisalhamento simples. A obliquidade da lineação L_s, embora pequena, é bastante constante e em conjunto com a foliação S_s caracterizam a movimentação sinistral predominantemente trancorrente de todas as zonas de cisalhamento maiores que formam a ZDFMP.

Outras estruturas bastantes comuns são as falhas e fraturas de cisalhamento (R, R', P, P', C e S), budinagens, *pods*, feições sigmoidais de estruturas preexistentes e em menor graus as fraturas do tipo T e as bandas de cisalhamento do tipo C', que confirmam a movimentação sinistral das zonas de cisalhamento e o caráter rúptil-dúctil da deformação.

Dobras sin-cisalhamento (D1) foram geradas em domínios mais dúcteis e de menor competência, geralmente em metassedimentos (observadas em C1, Antas III-K e M11). Estas dobras apresentam uma morfologia variando de *echelon* até verdadeiras dobras em bainha, caracterizando zonas de mais alto *strain*, seus eixos, paralelos a uma lineação de intersecsão (Li) entre o S_O (quando este se preserva, Fig. 2a) e uma foliação de plano axial, que por toda parte coincide com Sm, apresentam uma forte reorientação na direção de Ls apresentando um máximo de atitude N05E/38 (Fig. 2i).

Quatro grupo de dobras flexurais tardias (K1, K2, K3, K4) do tipo *kink* e *chevron* foram definidas de acordo com a orientação de seus eixos e planos axiais. A análise em estereograma destas dobras evidencia que seus eixos (Lcr, Fig. 2g) distribuem-se ao longo de um plano bem definido (N30E/65NW) exatamente coincidente com o plano Ss, o que leva à interpretação que estas dobras tardias foram geradas sincronicamente, ou sendo progressivamente rotacionadas ao longo do plano Ss que neste estágio da deformação funcionou como um plano subsidiário de deslizamento e registram ainda o carater mais rúptil das fases mais tardias.

Todos elementos estruturais acima descritos são interpretados como gerados em um único evento de deformação progressiva (evento D1), não sendo observado, na região investigada nenhuma deformação mais antiga, como sugerem DAVISON *et al.* (1988). O retrabalhamento generalizado de caráter extensional (falhamentos normais, não detalhados aqui) , das estruturas

[1] Universidade de Brasília/Instituto de Geociências.
[2] Université d'Orleans/Ecole Superior de l'Energie et Matériaux, Departamento Nacional da Produção Mineral/divisão de Geologia.

planares então formadas, registram o fim deste episódio de deformação progressiva devido ao relaxamento do campo de *stress* regional.

Em seção realizada ao longo do Rio Itapicuru é possível reconhecer vários domínios de rochas deformadas, as quais coincidem com as zonas de cisalhamento definidas por ALVES DE SILVA & MATOS (1991) (Fig. 01b) , intercaladas com zonas sem ou com baixa deformação, evideciando sua heterogeneidade e sua característica localizada em corredores de deformação. Os granitóides observados apresentam estirados segundo Ls, uma foliação milonitica nas bordas e um núcleo totalmente preservado de deformação, sugerindo um posicionamento sin-cisalhamento.

A orientação do elipsóide de deformação finita, para o cisalhamento direcional transcorrente, obtida através das foliações Sm e Ss (Fig. 2h), apresenta seus eixos X, Y e Z orientados respectivamente em torno de N20E/20, S80W/60 e S60E/25. O ângulo de 30° entre as foliações Sm e Ss indica um valor moderado a baixo de *strain*, o que se confirma através da análise de *strain* obtidos através de clastos deformados (fragmentos piroclásticos, lavas em almofadas, etc) neste trabalho e por DAVISON *et al.* (1988), os quais levam às mesmas conclusões e à natureza oblata do elipsóide de deformação finita.

3. Modelos de colocação dos sistemas de veios.

As relações de campo e as feições de deformação interna dos veios indicam que eles foram formados ou colocados durante diferentes estágios da deformação. A maioria dos veios mineralizados ocorrem nas proximidades ou ao longo dos contatos entre litologias com forte contraste de competência estando alojados principalmente em fraturas de cisalhamento do tipo C e P entretanto muitos veios são observados em fraturas R, R', P', S, C' e T e, aqueles mais tardios, posicionados em zonas de dilatação paralelas aos planos axiais das dobras tardias (p. ex. em Antas II-R).

A presença de veios em diferentes fraturas de cisalhamento indica um ambiente onde as forças tectônicas agiam sob alta pressão de fluidos para ocasionar a dilatação destas estruturas, o que é incrementado por movimentação ao longo de superfícies não planares, como são as regiões de contato onde se localizam a maioria dos veios mineralizados.

O colapso de um mesmo grupo de fratura de cisalhamento ocorre quando há um suficiente incremento na pressão de fluidos (Pf = 3 + T). Entretanto, na ZDFMP, os veios de quartzo ocorrem em todas fraturas de cisalhamento o que implica em uma situação onde (Pf = 2 + T). A ocorrência de alguns veios mais antigos, com uma atitude subhorizontal, indica que pelo menos nos estágios iniciais da deformação a condição (Pf = 1 + T) foi atingida.

As altas pressões de fluidos são evidenciadas no campo através de brechamento hidraúlico de litologias competentes, veios e bordas de veios. XAVIER (1992) concluiu que os fluidos mineralizantes tiveram uma origem metamorfogênica e encontrou uma pressão de aprisionamento destes fluidos variando predominantemente entre 1 e 2 Kbar, enquanto SILVA (1984) indica para o metamorfismo regional pressões entre 2 a 4 Kbar. Parece claro através destes dados a existência de um gradiente de pressão entre as zonas de cisalhamento e as encaixantes regionais, causadas pela atuação da pressão de fluidos nestes canais proporcionados pela deformação, levando a um abaixamento da pressão efetiva nas zonas de cisalhamento e formando um sistema análogo a uma bomba de pressão, com os fluidos migrando das zonas de mais alta pressão para as zonas de cisalhamento onde a pressão efetiva era menor.

O mecanismo descrito acima corresponde ao estágio de colapso do *falte-valve model* proposto por SIBSON *et al.* (1988), o estágio subsequente compreende a queda da pressão de fluidos após a discarga dos fluidos e selamento da fratura e um consequente aumento do *stress* cisalhante. Na ZDFMP este processo foi recorrente. Nos estágios mais precoces tanto o *stress* cisalhante quanto a pressão de fluidos atingiram seus valores máximos, o que é evidente pelo enérgico fraturamento hidráulico observados nos corpos de minério mais precoces e pelos veios subhorizontais, quando a Pf excedeu a pressão litostática (Pf = 1 + T). Nos estágios subsequentes tanto a Pf, quanto o *stress* cisalhante foram diminuindo de intensidade, o que fica evidente no menor porte dos veios mais novos e ao final apenas as zonas de dilatação geradas pelo dobramento tardio puderam ser ocupadas.

4. Controle e critérios prospectivos da mineralização.

Na região investigada todos os corpos de minérios estão contidos no interior das zonas de cisalhamento que formam a ZDFMP. Dentro destas zonas o principal prospecto são as fraturas de cisalhamento do tipo C e P, embora outros tipos (R, R', P', S, C', T) também sejam importantes, principalmente quanto aos teores, tais como veios subhorizontal do Corpo W e o sistema de veios N73W/75–80SW de Antas II-E (tipo R'), principalmente nas zonas de contato entre litologias com contraste de competência. Outro prospecto interessante são os veios colocados nas zonas de dilatação de dobras tardias. Desta forma, durante a prospecção deve-se identificar quais destas estruturas estão presentes e são importantes para conter mineralização. Quanto a forma dos corpos de minério eles são na grande maioria tabulares, concordantes com a orientação da estrutura em que se encontram. A tectônica não parece ter descaracterizado esta morfologia primária, assim a continuidade de um corpo de minério deve ser buscada em profundidade ao longo da direção do mergulho da estrutura que o contém. Entretanto, reorientação e *boudinage* de um corpo de minério não deve ser descartada, principalmente se estiverem posicionados em estruturas do tipo S, C, P e P'.

Referências

ALVES da SILVA, F. C. & MATOS, F. M. V. 1991. Economic geology and structural controls of the orebodies from the Medium Itapicuru gold district. In: Proceedings of Brazil Gold'91, 629–635.

DAVISON, I. *et al.* 1988. The Rio Itapicuru greenstone belt, Bahia, Brazil: structure and stratigraphical outline. Precambriam Research, 42, 1–18.

LISTER, G. S. & SNOKE, A. W. 1984. S-C mylonites J. Struct. Geol., 6, 617-638.

SIBSON, *et al.* 1988. High angle reverse faults, fluid pressure cycling, and mesothermal gold-quartz deposits. Geology,16, 551–555.

SILVA, M. G. 1984. A seqüência vulcano-sedimentar do Médio Rio Itapicuru, Bahia: caracterização petrográfica, considerações petrogenéticas preliminares e zoneografia metamórfica. In:Geologia e recursos minerais do Estado da Bahia. 5, 6–46.

XAVIER, R. P. 1992. The role of microestructural an fluid processes in the genesis of gold bearing shear zones : Fazenda Maria Preta, Rio Itapicuru greenstone belt, Bahia, Brazil. 239p. (Ph. D. Thesis, Univ. Southampton, U.K.).

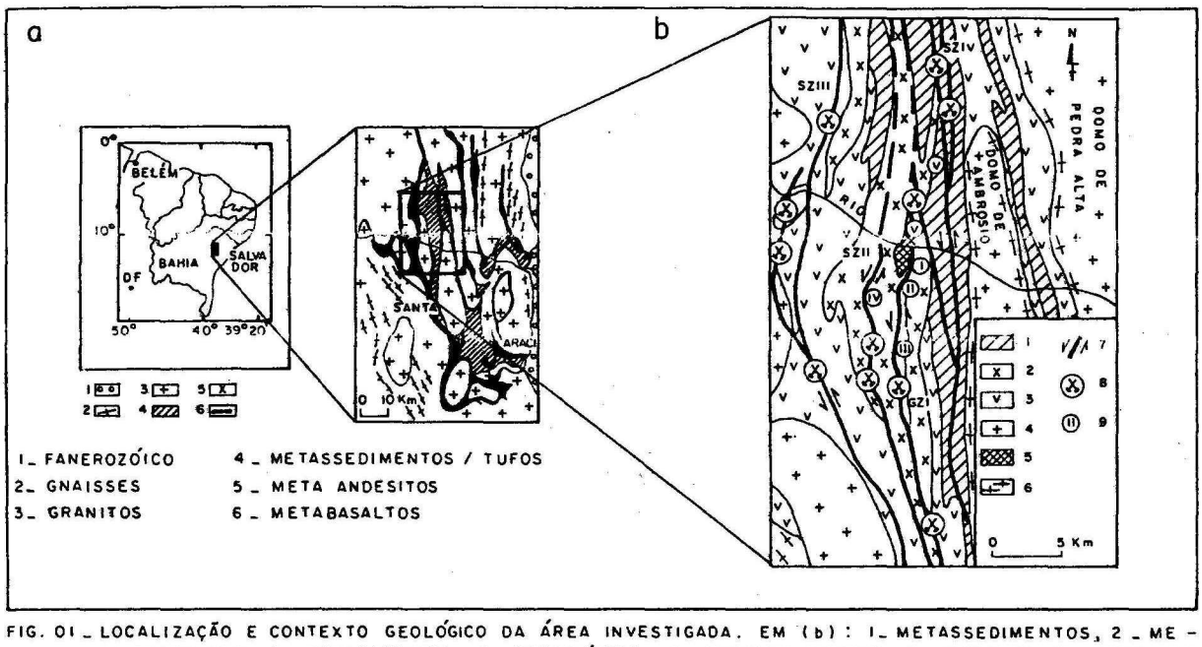


FIG. 01 _ LOCALIZAÇÃO E CONTEXTO GEOLÓGICO DA ÁREA INVESTIGADA. EM (b): 1_ METASSEDIMENTOS, 2 _ META ANDESITOS, 3 _ METABASALTOS, 4 _ GRANITÓIDES, 5 _ QUARTZO DIORITO, 6 _ GNAISSE, 7 _ ZONA DE CISALHAMENTO DIRECIONAL SINISTRAL, 8 _ OCORRÊNCIAS AURÍFERAS, 9 _ MINAS DE OURO: ICJ, C NORTE, CW (CBPM), II. ANTAS I, III. ANTAS III, IV. ANTAS II, V. MARI (CVRD), VI. M-II (CBPM). MODIFICADO DE ALVES DA SILVA & MATOS (1991).

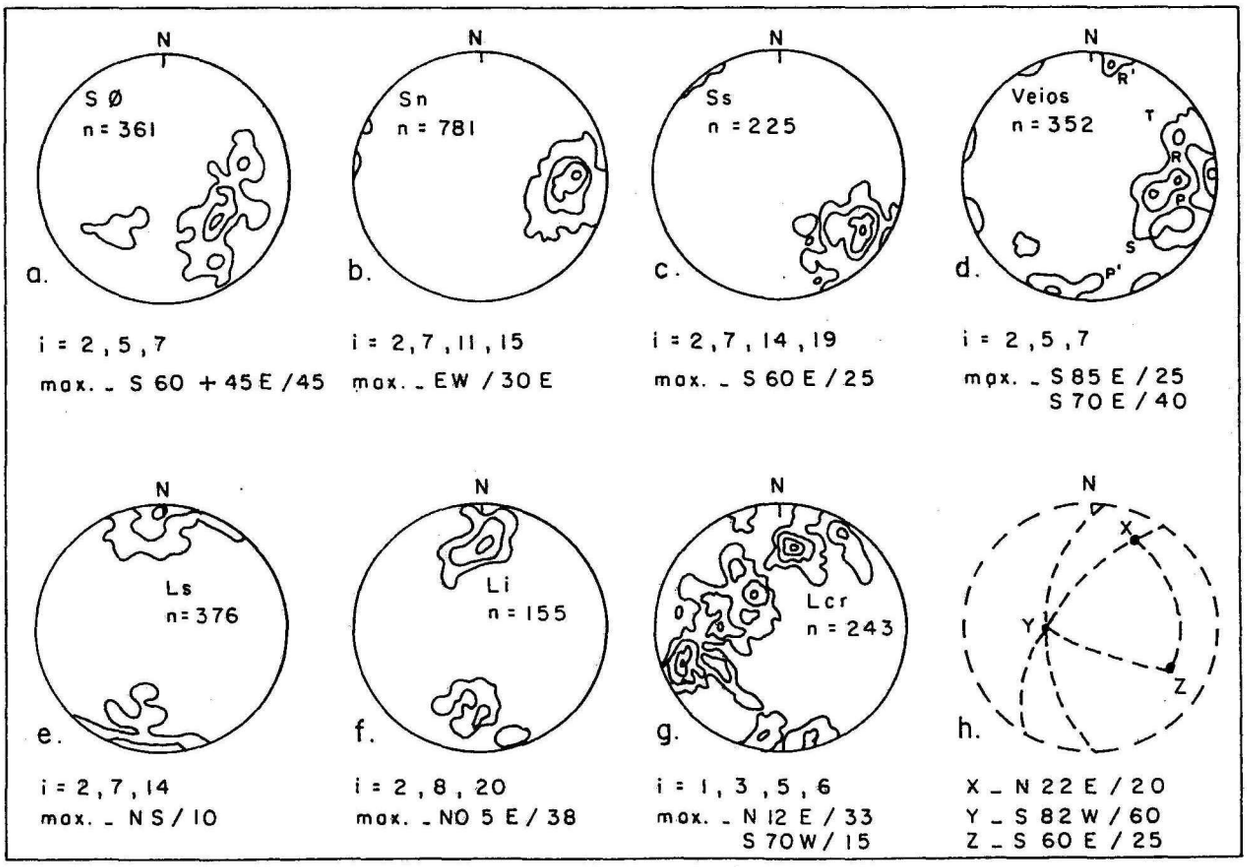


FIG. 02 _ a, b, c, d, e, f, g, h _ ESTEREOGRAMAS SINÓPTICOS DOS PRINCIPAIS ELEMENTOS ESTRUTURAIS ZONA MINERALIZADA FAZENDA MARIA PRETA, EM (d) PLOTADOS OS PÓLOS DE SUPERFÍCIES GERADAS EM UMA ZONA DE CISALHAMENTO SINISTRAL TEÓRICA ORIENTADA NS / 60 W. (h) ORIENTAÇÃO DO ELIPSÓIDE DA DEFORMAÇÃO.
i = ISOLINHAS ; max. = VALOR DE MÁXIMO DOS PÓLOS.

DEPÓSITO AURÍFERO EM ZONA DE CISALHAMENTO NA BORDA LESTE DO CRÁTON SÃO FRANCISCO: RIACHO DOS MACHADOS, MINAS GERAIS

Elisabeth da Fonseca[1]
Lydia M. Lobato[2]

O depósito aurífero de Riacho dos Machados localiza-se a norte de Minas Gerais e está inserido em rochas da Faixa de Dobramentos Araçuaí, borda leste do Cráton São Francisco. Encontra-se em fase de exploração em mina a céu aberto, pela Companhia Vale do Rio Doce, com reservas estimadas em cerca de 3 milhões de toneladas métricas e teor médio de ouro de 2,2 g/t. A geologia da área abrange um complexo gnáissico-migmatítico com corpos básicos associados ("embasamento"), rochas supracrustais Pré-Macaúbas (Seqüência Metavulcano-sedimentar Riacho dos Machados — SRM), rochas supracrustais do Grupo Macaúbas e intrusivas graníticas (Figura 1). Análises estruturais indicam cavalgamento E–W, onde rochas do embasamento e intrusivas graníticas sobrepõem a SRM (DOCEGEO 1992; para outras referências vide FONSECA 1993). A mineralização é produto da alteração hidrotermal de xistos da SRM, representados por Xistos Aluminosos (XAL) e Xistos Quartzo-Feldspáticos (XQF), que foram afetados por um sistema de cisalhamento dúctil. Sugere-se como protólito do XAL uma rocha sedimentar, provavelmente um folhelho, e para o XQF uma provável vulcânica ácida. A alteração hidrotermal, associada à deformação, promove reações metassomáticas, com contínuas modificações nas rochas encaixantes, em decorrência de interação com os fluidos que percolam ao longo de zonas de cisalhamento, em diferentes razões fluido-rocha. Foram gerados vários tipos petrográficos, atribuídos a diferentes estágios da alteração, denominados de inicial, intermediário e avançado. O estágio inicial é representado por quartzo-biotita-plagioclásio xistos com granada, estaurolita e cianita (XAL) e quartzo-plagioclásio-flogopita xistos (XQF), cujas paragêneses são compatíveis com a fácies anfibolito. Cálculos de P e T no XAL, através de análises minerais em microssonda eletrônica, determinaram temperaturas na faixa de 520-560°C e pressões em torno de 4 kbar. Os quartzo-biotita-plagioclásio xistos gradam para milonitos cloríticos e/ou milonitos muscovíticos no estágio intermediário. No XQF não ocorre um estágio intermediário clorítico, registrando-se muscovitização gradativa dos silicatos originais. Ambos os tipos litológicos produzem no estágio avançado, um quartzo-muscovita xisto (com sulfetos), que é a rocha hospedeira da mineralização.

O incremento da alteração ocorre concomitantemente com o aumento de intensidade da deformação. No estágio inicial, a xistosidade S_n, de aspecto milonítico, é a mais pervasiva, e os porfiroblastos de granada, estaurolita e cianita, pelo menos em parte, são sin-tectônicos. No estágio intermediário, o aparecimento de estruturas S–C é mais frequente e os minerais apresentam sinais de deformação plástica mais intensa. A foliação S_n encontra-se comumente crenulada, com formação de uma clivagem de crenulação S_{n+1}, característica do quartzo-muscovita xisto. As reações do estágio inicial são essencialmente de desidratação, as primeiras com consumo de H^+, indicando fluido infiltrante levemente ácido, que é tamponado pelas reações, em condições de baixas razões fluido-rocha. O estágio intermediário é dominado por reações de hidratação e/ou consumo de cátions, mostrando evolução do fluido para condições de pH mais elevado, favoráveis à solubilidade de Au–S-complexos, de acordo com SEWARD (1984). A liberação de H^+ de algumas destas reações propicia a diminuição do pH do fluido, não tamponado, no estágio avançado, facilitando a precipitação do Au. A íntima associação do ouro com o produto avançado da alteração (QMX), onde os minerais originais são quase completamente consumidos, indica que o processo de segregação e concentração de elementos químicos/minerais é o próprio processo de mineralização, com concentração de ouro. A precipitação do metal provavelmente foi controlada por uma série de mudanças nos parâmetros físico-químicos da solução hidrotermal, em função das interações fluido-rocha, ressaltando-se a mudança no pH. Cálculos de balanço químico de

[1](Projeto Espinhaço/Depto de Geol./IGC/UFMG)
[2](Depto. de Geol./IGC/UFMG)

massa no XAL e XQF indicam aparente aumento de volume de 0,5 e 0,3% (dentro dos desvios padrões), respectivamente, indicando que do estágio inicial para o avançado praticamente não houve mudança volumétrica. Há uma tendência geral de adição de SiO_2, K_2O, P.F., S, As, Rb, Ba e Au (já observado no biotita xisto), e remoção de CaO, MgO, Na_2O, Sr, V. Os elementos de terras raras mantêm-se relativamente estáveis. Resultados preliminares de isótopos de oxigênio em rocha total do XAL mostram um ligeiro aumento nos valores isotópicos das rochas menos alteradas para as mais alteradas. Assumindo temperatura de 535°C para as rochas do estágio inicial, obtém-se valores isotópicos para o fluido entre $\approx +10$ e $+14$ per mil, compatíveis com uma origem metamórfica (HOEFS 1980) para o fluido em equilíbrio com o XAL. Cavalgamentos E–W de rochas granito-gnáissicas sobre sequências supracrustais são descritos ao longo da borda leste do Cráton São Francisco e teriam afetado o Supergrupo Espinhaço, Grupos Macaúbas e Bambuí (vide referências em FONSECA 1993). Ocorrências minerais são conhecidas ao longo desse alinhamento e podem estar relacionadas a essa estrutura maior.

Mapeamentos geológicos na área de Riacho dos Machados (DOCEGEO 1992) ressaltam dois eventos deformacionais importantes: um sistema de cisalhamento dúctil transpressivo de SE para NW atingindo rochas do complexo gnáissico, SRM e intrusivas graníticas e um cisalhamento dúctil com componente rúptil mais acentuado, que afeta também o Grupo Macaúbas. A mineralização aurífera de Riacho dos Machados provavelmente está relacionada ao evento tectônico mais antigo, quando intrusivas graníticas e rochas do embasamento cavalgaram sobre a SRM, impondo condições de $P_L \gg P_f$, o que propicia reações de desidratação, com a produção de grandes volumes de fluidos. A migração de fluidos através de zonas de cisalhamento e interação com as encaixantes, em diferentes razões fluido-rocha (pontualmente com $P_f \gg P_L$), resulta na alteração hidrotermal, localmente caracterizada por reações não tamponadas, facilitando a precipitação de ouro.

Agradecimentos: Os autores agradecem à Companhia Vale do Rio Doce (especialmente SUMEN e SUTEC), à Docegeo (Distrito de Belo Horizonte), aos Profs. J.Munhá (Univ. de Lisboa) e Fred Longstaffe (Univ. of Western Ontario), ao CPMTC e IGC/UFMG.

Referências

DOCEGEO 1992. Mapeamento Geológico-Estrutural em Escala 1:50.000 da Região de Riacho dos Machados (MG). Trabalho de mapeamento geológico realizado pela Ecogeo Projetos e Consultoria Ltda. Relatório inédito, setembro de 1992. 88 p.

FONSECA, E. 1993. *Depósito Aurífero de Riacho dos Machados, norte de Minas Gerais: Hidrotermalismo, Deformação e Mineralização Associados.* Tese de Mestrado. Instituto de Geociências. Universidade Federal de Minas Gerais. Inédito. 179p.

HOEFS, J. 1980. Stable Isotope Geochemistry. Springer Verlag. 2 ed. Berlin 208 p.

SEWARD, T.M. 1984. The transport and deposition of gold in hydrothermal systems. In: FOSTER, R.P. ed. Symposium Gold'82: The Geology, Geochemistry and Genesis of Gold Deposits. Proceedings ... Zimbabwe, 1982.

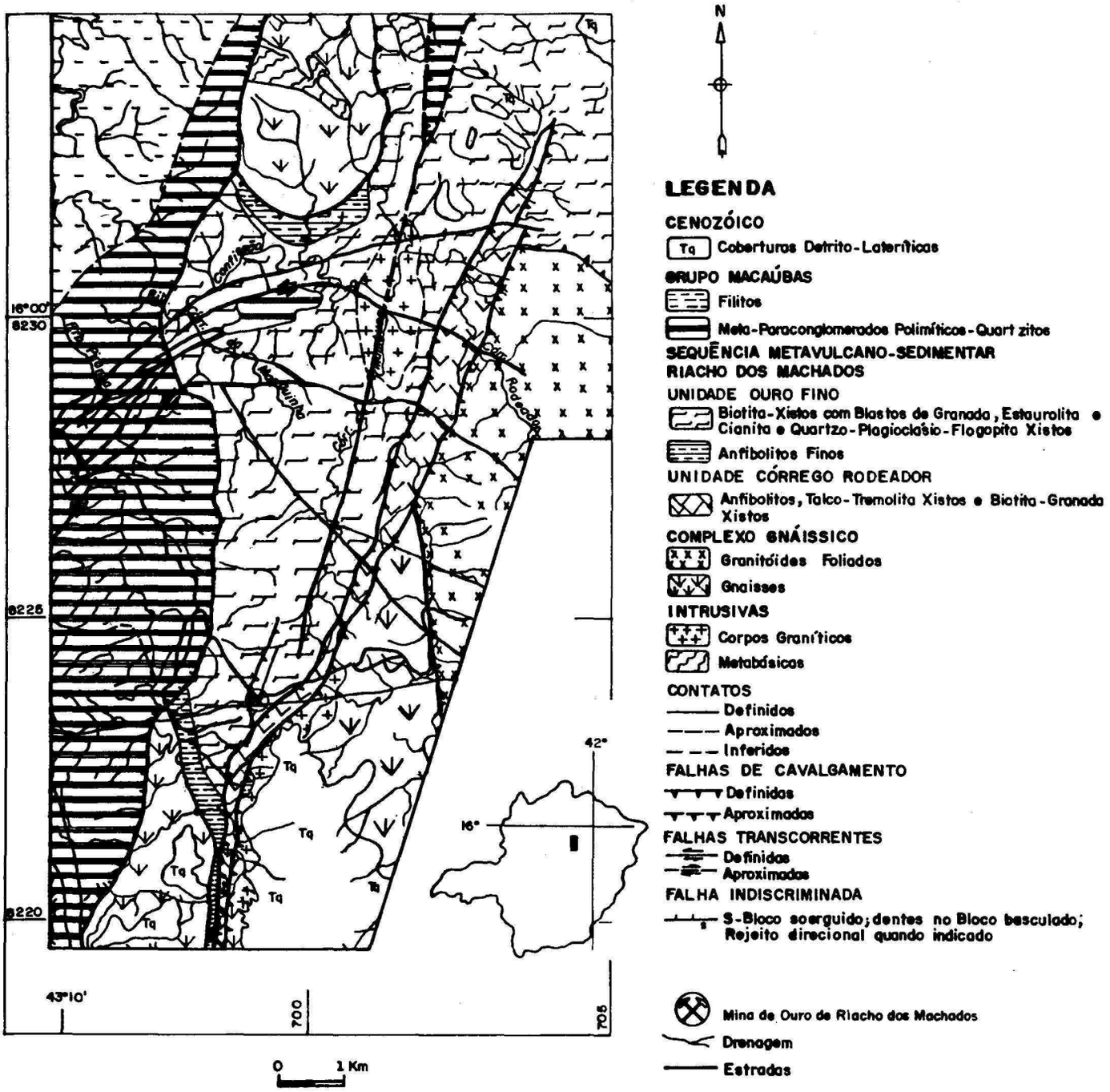


FIGURA 1 - MAPA GEOLÓGICO SIMPLIFICADO DA REGIÃO PRÓXIMA À MINA DE RIACHO DOS MACHADOS (EXTRAÍDO DE DOCEGEO, 1992).

GÊNESE DA MINERALIZAÇÃO AURÍFERA DE JACOBINA, BAHIA: UMA HIPÓTESE ALTERNATIVA

Germano Melo Júnior[1]

A mineralização aurífera de Jacobina está predominantemente alojada na matriz arenosa e piritosa de lentes conglomeráticas intercaladas nos arenitos da Formação Serra do Córrego, a qual constitui a unidade basal do Grupo Jacobina (Proterozóico inferior). Para explicar a gênese dessa mineralização, a hipótese de paleoplácer modificado é atualmente a mais aceita. Segundo essa teoria, o ouro, a pirita e outros minerais pesados foram transportados detriticamente por correntes fluviais e depositados por equivalência hidráulica juntamente com os seixos de quartzo que formam os conglomerados mineralizados. A deformação e o metamorfismo posteriomente sofridos pelo Grupo Jacobina provocaram a remobilização de parte do ouro sedimentar e sua precipitação em fraturas e veios, imprimindo feições epigenéticas à mineralização.

Investigações sedimentológicas têm mostrado que o sentido de transporte do material detrítico que compõe a Formação Serra do Córrego deu-se de leste para oeste, indicando que terrenos mistos do embasamento (rochas graníticas e gnáissicas diversas e sequências do tipo *greenstone belt*), semelhantes aos atualmente observados a leste da faixa Jacobina, teriam servido de fonte para o material da Formação Serra do Córrego, incluindo o ouro, a pirita e os seixos de quartzo.

As evidências morfológicas sobre a natureza sedimentar da mineralização bem como o controle litológico que restringe o minério preferencialmente aos níveis rudíticos são usados como os principais suportes para a hipótese genética de paleoplácer modificado. Entretanto, é necessário notar que pelo menos uma feição característica e importante daquela mineralização é conflitante com esse modelo genético adotado atualmente. Essa feição diz respeito por um lado à quase ausência de minerais pesados tais como magnetita e ilmenita e por outro lado à presença de quantidades significativas de pirita, a qual chega localmente a formar 30% do material da matriz dos conglomerados auríferos. É enigmático o fato de uma área fonte como a citada acima fornecer quantidades apreciáveis de pirita desacompanhada de um componente importante em minerais de Fe e Ti, os quais são tipicamente abundantes em pláceres modernos e antigos.

A quase ausência de magnetita e ilmenita, a presença de quantidades significativas de pirita e também as evidências sedimentológicas e litológicas citadas acima podem entretanto ser conjuntamente explicadas por um modelo alternativo do tipo hidrotermal epigenético endógeno. Segundo esse modelo, o ouro se originou de uma fonte interna subjacente à zona de deposição dos sedimentos do Grupo Jacobina, de onde migrou para níveis crustais menos profundos na forma de tiocomplexos, alcançando os conglomerados e arenitos da Formação Serra do Córrego. A interação entre esses sulfocomplexos áuricos e os minerais detríticos de Fe (magnetita) e Fe-Ti (ilmenita) presentes nos conglomerados provocou a formação de pirita e rutilo autigênicos, liberando o ouro para ser depositado na forma livre ou associado à pirita neoformada. As reações abaixo modelam esses processos, para temperaturas típicas da ordem de 350°C:

$$Fe_3O_4 + 3Au(HS) + 2H^+ \rightarrow 3FeS_2 + 3Au^o + 4H_2O$$
$$FeTiO_3 + 2Au(HS) \rightarrow FeS_2 + TiO_2 + 2Au^o + 2HS^- + H_2$$

Tais reações são sugeridas para soluções hidrotermais em condições de baixo potencial de oxidação e pH próximo da neutralidade, onde o ouro e o enxofre ocorrem nos estados de oxidação $+1$ e -2, respectivamente. A inferência sobre a temperatura reinante no ambiente de deposição é dada pela presença de sericita e clorita, as quais indicam condições metamórficas do fácies xisto verde nas zonas mineralizadas.

[1] Departamento de Geologia, UFRN Natal, RN

A sulfetização da magnetita e da ilmenita detríticas originalmente presentes no depositório sedimentar explicaria não somente a quase ausência desses minerais nos paleopláceres de Jacobina como também a presença da pirita e a sua distribuição segundo feições sedimentológicas e litológicos indicativas de uma deposição detrítica por correntes fluviais. Assim, a aparente forma alogênica com morfologia detrítica eventualmente mostrada por parte da pirita presente em Jacobina seria na verdade devida ao pseudomorfismo de grãos originais de magnetita e ilmenita.

É importante notar que rutilo, mostrado acima como produto da sulfetização da ilmenita, é, por exemplo, o sexto mineral mais abundante na matriz do importante corpo de minério conglomerático denominado de *Main Reef*, perdendo em abundância apenas para quartzo, pirita, sericita, mica cromífera (fucsita) e turmalina. A respeito do alto teor de cromo nas muscovitas, também essa feição pode ser explicada por uma aporte anormal de cromo presente nas soluções hidrotermais mineralizantes. Entretanto, não pode ser descartada a possibilidade de o cromo da fucsita ter sido originado a partir da sulfetização de grãos detríticos de cromita, trazidos da área fonte do material da Formação Serra do Córrego. A esse respeito, registra-se em proporções acessórias a presença de cromita nos conglomerados auríferos de Jacobina. Uma vez que a quantidade de pirita é várias ordens de magnitude maior do que a quantidade de ouro, é de se esperar que a maior parte da sulfetização da magnetita e da ilmenita tenha se dado por complexos de enxofre que não portavam ouro. Espécies tais como H_2S^o e HS^- são normalmente abundante nas condições descritas acima, as quais, em presença de ouro, podem formar o complexo Au(HS) de acordo com a seguinte reação:

$$Au + H_2S^o + HS^- \rightarrow Au(HS) + 1/2H_2$$

Esse processo hidrotermal que provocou conjuntamente a sulfetização dos óxidos de ferro e titânio e a deposição do ouro teria acontecido durante a evolução tectônica e metamórfica daquele segmento da crosta terrestre, sendo essa evolução responsável por falhamentos e fraturamentos desenvolvidos em resposta ao comportamento predominantemente frágil dos litotipos que compõem o Grupo Jacobina, principalmente em suas porções basal e intermediária (Formação Serra do Córrego e Formação Rio do Ouro). Essa evolução dinamotermal foi também responsável pelo metamorfismo de todo o pacote sedimentar, o qual registra paragêneses metamórficas do fácies anfibolito, embora as zonas mineralizadas tenham sido trazidas para o fácies xisto verde por ação do retrometamorfismo associado ao processo de mineralização. A presença de ouro em fraturas e em veios de quartzo pode ter se dado por precipitação direta a partir do fluido fonte ou por remobilização do ouro já precipitado em estágios anteriores.

A grande espessura de sedimentos depositados em ambiente de aguas rasas, da ordem de 2000 metros ou mais, é explicada a partir de uma subsidência igualmente elevada, acomodada nos falhamentos marginais que definiram a calha onde o Grupo Jacobina foi depositado. A existência de alguns litotipos interpretados como possíveis rochas metavulcânicas intercaladas nos metassedimentos, bem como a presença de um componente exalativo em trechos da Formação Cruz das Almas (superior) indicam que essas falhas marginais podem ter servido de conduto para o citado material vulcanogênico e, posteriormente, para as soluções mineralizantes durante a deformação e o metamorfismo.

O período em que se deu a ascenção dos fluidos hidrotermais portadores de ouro coincide com o final de uma importante época metalogenética aurífera de abrangência global. Ela iniciou-se por volta de 3,0 Ga, estendeu-se até o final do Proterozóico inferior (1,8 Ga) e teve seu pico de máxima produtividade por volta de 2,7 a 2,6 Ga. Esse pico coincidiu com o desenvolvimento dos grandes distritos auríferos dos *greenstone belts* de Abitibi (sudeste do Canadá) e de NorsemanWiluna (oeste da Austrália) bem como, e sintomaticamente, com o desenvolvimento do grande sistema aurífero da bacia de Witwatersrand (África do Sul). O desenvolvimento da mineralização em Jacobina e também em *greenstone belts* sulamericanos datados do Proterozóico inferior deu-se nos estágios finais dessa época metalogenética, estando talvez nesse componente temporal a razão do menor enriquecimento em ouro mostrado pelas mineralizações sulamericanas pós-Arqueanas.

Mesmo que a hipótese genética aqui proposta venha a ser questionada à luz de novos fatos a serem produzidos em investigações futuras, um componente hidrotermal epigenético endógeno deve ser sempre cogitado como parte integrante de um modelo múltiplo que vise explicar todas as feições observadas. No momento, a natureza sedimentar detrítica das rochas hospedeiras e a associação do ouro com feições tipicamente sedimentares parecem ser o principal suporte para a hipótese de paleoplácer posteriormente modificado. É necessário entretanto que a gênese da mineralização em si não seja atribuída a uma origem sedimentar detrítica unicamente porque suas rochas hospedeiras o são, ou porque o ouro se distribui segundo feições morfológicas tipicamente sedimentares. Tome-se como exemplo o caso de outras classes importantes de depósitos minerais hospedados em rochas sedimentares, que também mostram forte controle morfológico e litológico, mas que no entanto são interpretadas como de origem epigenética (exemplos: Cu do Copperbelt da Zâmbia e U do Colorado Plateau dos Estados Unidos). Portanto, deve-se pesquisar para o caso de Jacobina a presença de assinaturas genéticas independentes, que não se sustentem apenas na natureza sedimentar do material hospedeiro. Algumas dessas evidências independentes podem surgir de investigações tais como:

(i) Análise morfológica de grãos de ouro presentes em estruturas tipicamente sedimentares, visando buscar feições que possam indicar uma origem detrítica, alogênica para o ouro.

(ii) Comparação de mapas e seções estruturais com a distribuição espacial dos teores de ouro. A existência de uma forte relação entre a distribuição dos teores e a proximidade de falhamentos e fraturamentos de escala decamétrica a quilométrica poderia indicar a atuação desses elementos estruturais como condutos para a migração de fluidos hidrotermais, na proximidade dos quais a sulfetização e a deposição do ouro teriam preferencialmente ocorrido.

(iii) Análise química de grãos de pirita para determinação de seu teor em elementos-traço e de grãos de ouro para determinação de seu grau de impureza em prata, cobre, mercúrio, etc. No caso de uma origem detrítica a partir de uma área fonte diversificada, a composição da pirita e o grau de pureza do ouro tenderiam a dar resultados muito diferentes, mesmo para amostras coletadas alguns centímetros próximas umas das outras.

(iv) Investigação sobre a possível ocorrência de mineralização nas rochas imediatamente a oeste da atual área de afloramento do Grupo Jacobina, as quais serviram de substrato para a deposição dos sedimentos. A descoberta de uma possível relação estrutural e/ou geoquímica entre a mineralização presente nessas rochas e a mineralização do Grupo Jacobina favoreceria uma visão epigenética endógena.

(v) Investigação sobre o significado dos diques máficos-ultramáficos na gênese e/ou redistribuição do ouro. Esses diques cortam indistintamente as rochas do Grupo Jacobina e exibem várias relações com a mineralização. Tais relações têm sido interpretadas com devidas à remobilização que a instalação desses diques teria provocado na mineralização já presente.

ISOTOPE INVESTIGATIONS ON CARBONATE ROCKS HOSTED LEAD-ZINC DEPOSITS FROM BAMBUÍ GROUP, MINAS GERAIS, BRAZIL: IMPLICATIONS FOR ORE GENESIS AND PROSPECT EVALUATION

S.S. Iyer[1]
H.R. Krouse[1]
M. Babinski[2]

The Bambuí Group, a sedimentary cover of hundreds of meters thick, extends over an area of more than 400,000 km^2 in central Brazil. This is an important stratigraphic unit hosting major lead-zinc deposits, which are considered to be of the *Mississippi Valley Type* (MVT). Extensive geological, geochemical and isotope investigations have been carried out on the MVT deposits of North America, which have led to the formulation of different genetic models for the ore deposits. In contrast, geological and geochemical (especially isotopic) investigations on the Bambuí deposits have been limited. However, these preliminary study have yielded important information on the time of mineralization, and sources of metal and sulfur (IYER 1984; IYER *et al.* 1992). The study also provided some clues for ore prospecting. A review of the isotope data from Bambuí Group and their implications is presented in this paper. The nature of further systematic study to elucidate a comprehensive genetic model for the lead-zinc deposits is discussed.

Lead isotope data for thirty-eight galenas throughout the area seem to imply a two stage evolution. In the first stage, during the Transamazonian orogeny (1860 ± 150 Ma), the lead isotope system homogenized to a certain degree and then probably U/Pb and Th/Pb fractionation occurred. The second stage of evolution started with the growth of the lead isotope ratios and terminated at about 600 ± 100 Ma ago, when the lead was incorporated into galenas. The large scatter of the data makes it difficult to pinpoint the exact time of the incorporation of lead in the galenas.

In the region of Vazante-Paracatu, a major fault zone on the western margin, the lead isotope system *appears* to have evolved under single stage conditions during the Brasiliano orogeny. Twelve galena samples from this region show uniform and nonradiogenic lead isotope compositions. The calculated $^{207}Pb/^{206}Pb$ model ages for these samples fall within 600 to 750 Ma. Depositional age of 650 Ma was determined for the pelitic rocks of the Bambuí Group by Rb/Sr method (PARENTI COUTO *et al.* 1981). The Pb/Pb dating of the carbonate rocks has shown a complex isotope evolution history, suggesting depositional ages older than 690 Ma (BABINSKI *et al.* this Symposium).

There is interesting geographical zoning near the Vazante-Paracatu area, with lead becoming more radiogenic towards the east (IYER 1984; BABINSKI & IYER 1987). Similar *isoplumb* lines are observed in other areas and have been interpreted as reflecting the direction of solution flow, buried heat sources, and the area of localization of ore fluids. The lead isotopes in galenas appear to follow the trend in the zoning of lead isotopes. In the Vazante-Paracatu area mobilization of large quantities of lead (probably from feldspar, which is generally nonradiogenic) took place and this lead seems to have evolved under conditions approaching single stage.

The lead isotope distributions, combined with current knowledge of the occurrences of different types of mineral deposits, can be used for prospecting and evaluation of ore deposits. Most base metal deposits of the world have evolved under conditions approaching single stage growth (DOE & STACEY 1974). The lead isotope ratios of galenas from Vazante-Paracatu area conform to this general trend. Leads of anomalous isotope values are encountered in the peripheral regions. Additional work may reveal a reversal of the zoning of the isotope ratios and may point to other economic deposits.

[1]Department of Physics and Astronomy, University of Calgary, Calgary, AB T2N 1N4, Canada.
[2]Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares, Universidade de São Paulo, São Paulo, SP, Brazil.

Anais do II Simpósio do CSF | Salvador | pp.338-339 | Agosto de 1993

LE BASSIN D'AVANT-CHAÎNE DE JACOBINA (BRÉSIL), MARQUEUR DE L'ÉDIFICATION ET DE L'EFFONDREMENT DE LA CHAÎNE TRANSAMAZONIENNE

Patrick Ledru[1]
Jean Pierre Milési[1]
Pierre Sabaté[2]

Les conglomérats aurifères précambriens représentent l'essentiel de la production d'or d'Afrique du Sud (30% des productions mondiales). L'origine de l'or y est depuis fort longtemps controversée: paléoplacer, placer modifié ou gisement épigénétique lié à des phénomènes hydrothermaux. D'autre part, l'évolution de ce type de bassin constitue un marqueur privilégié des stades d'édification et de démantellement des orogènes, étant classiquement interprété en terme de *rift*, c'est à dire de zone d'extension crustale caractérisée par un volcanisme important, ou encore en terme de bassin d'avant-chaîne correspondant donc à une flexure de la lithosphère en avant d'une chaîne de collision. Le bassin de Jacobina dans le Craton de São Francisco constitue pour ces raisons un objet géologique de grand intérêt.

L'analyse structurale et métamorphique conduit à considérer les formations schisteuses à Fe-Mn de Bananeira, Cruz das Almas et Água Branca comme le soubassement originel du bassin fluvio-deltaïque de Jacobina. Ces formations peuvent s'interpréter comme déposées au Protérozoïque inférieur sur une marge continentale. Elles ont subi un enfouissement lors de l'initiation de l'orogène transamazonien, avant d'être exhumées à la faveur de failles de détachement et constituer une source de chaleur pour le développement précoce des assemblages métamorphiques dans les formations détritiques de Serra do Córrego et de Rio de Ouro. La position sommitale des formations d'Água Branca et de Cruz das Almas serait liée à l'écaillage durant le serrage transamazonien.

Le bassin, une fois initié, évolue dans un contexte de subsidence forte (MASCARENHAS *et al.* 1992). Les matériaux l'alimentant viennent, dans un premier stade, de l'Est, issus des reliefs créés par l'orogène dont la zone axiale doit être localisée au niveau du complexe granulitique de Jequié ou, plus précisément de son prolongement septentrional (Complexe Caraiba ?). Le bassin s'approfondissant, l'influence marine devient plus marquée. Il est impliqué plus tardivement dans la chaîne de collision, vers 2 Ga, subissant un épaississement lié au sous-charriage du bassin sous des nappes métamorphiques profondes. Cette évolution et la position de ce bassin plaident donc en faveur d'une interprétation en bassin d'avant- chaîne transamazonienne et non en rift intra-continental.

Ce cadre tectonique conduit à reconsidérer un certain nombre d'observations concernant certaines transformations minéralogiques affectant les lithologies et les zones minéralisées. Les coupes réalisées à Bananeira, , Carnaiba et dans les gisements de João Belo et de Morro do Vento mettent en évidence plusieurs évènements hydrothermaux successifs accompagnant les paléotectoniques qui se succèdent jusqu'à la fermeture du bassin. Les concentrations aurifères apparaissent ainsi étroitement liées à des halos d'imprégnation hydrothermale à l'apex d'accidents affectant le soubassement des formations détritiques.

Référence.

MASCARENHAS, J.F.; CONCEIÇÃO FILHO, V.M.; GRIFFON, J.C., 1992. Contribuição à geologia do grupo Jacobina na região Jacobina-Pindobaçu. 37º Congr. Bras. Geol., São Paulo, Boletim de Resumos Expandidos, 2: 141–142.

[1] BRGM - BP 6009, 45060 Orléans, France
[2]ORSTOM, France e UFBA, Salvador, Bahia, Brésil (Conventions CNPq/ORSTOM/UFBA et PADCT-FINEP/UFBA)

The sulfur isotope analysis of twenty-five galenas from Bambuí showed a large variation in $\delta^{34}S$ in the range of + 19‰ to + 28‰. The sulfur isotope data do not show any correlation with the lead isotope values, implying different sources for lead and sulfur. Paleogeographic data seem to support this conclusion. The isotopically heavy sulfides appear to have been generated by the reduction of contemporary sea water sulfates. The inferred age of the sea water (based on the $\delta^{34}S$ and $\delta^{18}O$ of barite samples) appear to be concordant with the age data obtained from radiometric and paleogeographic studies. The mechanism of sulfate reduction in the area is not fully understood. Recent studies indicate a genetic link between the occurrences of organic carbon and the sulfite ores in many MVT deposits. In the Bambuí Group, organic carbon is present in quantities varying from 0.1 to 2%.

Systematic lead and sulfur isotope analyses on sulfite minerals from different Pb–Zn deposits of Bambuí, with special emphasis on these from the Vazante-Paracatu area, will provide information on the following aspects:

1. The extend and nature of lead isotope homogeneity in the Vazante-Paracatu area;
2. Better definition of lead isotope model ages in the Vazante-Paracatu region;
3. Geographic distribution of lead isotope ratios and comparison of lead isotope ratios of prospects and proven ore deposits;
4. Extent of sulfur isotope equilibrium among coexisting sulfite minerals (if equilibrium is identified, temperatures can be derived);
5. Sulfur isotope analyses of sulfate minerals and possible relation to contemporary sea water;
6. Role of organic carbon in ore genesis;
7. Elucidation of genetic model for the ore deposits of Vazante-Paracatu and comparison with ore genesis models for the MVT deposits from other areas.

References

BABINSKI, M. & IYER, S.S. 1987. Uso de dados isotópicos de chumbo como ferramenta na gênese e prospecção mineral. Anais 1º Cong. Bras. Geoq., v. 1, p. 127–132.

BABINSKI, M.; VAN SCHMUS, W.R.; CHEMALE JR., F.; KAWASHITA, K. 1993. Evolução geológica da porção sul da Bacia do São Francisco baseada na geoquímica isotópica de Pb em rochas carbonáticas. Paper to be presented in Symposium.

DOE, B.R. & STACEY, J.S. 1974. The application of lead isotopes to the problems of ore genesis and ore prospect evaluation: A review. Econ. Geol., 69: 757–776.

IYER, S.S. 1984. A discussion on the lead isotope geochemistry of galenas from the Bambuí Group, Minas Gerais-Brazil — Implications for ore genesis. Econ. Geol., 87: 437–443.

IYER, S.S.; HOEFS, J.; KROUSE, H.R. 1992. Sulfur and lead isotope geochemistry of galenas from the Bambuí Group, Minas Gerais, Brazil — Implication for ore genesis. Econ. Geol., 87: 437–443.

PARENTI COUTO, J.G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; IYER, S.S.; MORAES, N.M.P. 1981. Considerações sobre a idade do Grupo Bambuí com base em análises isotópicas de Sr e Pb. Rev. Bras. Geoc., 11: 5–16.

ESTILO TECTÔNICO ASSOCIADO ÀS MINERALIZAÇÕES TIPO SEDEX NAS COBERTURAS DO PROTEROZÓICO MÉDIO DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO

W.J.S. Franca Rocha[1]
A. Misi[2]

As mineralizações tipo SEDEX (exalativo-sedimentares) têm sido amplamente associadas a um contexto tectônico extensional. Os trabalhos de síntese, comparando a ambiência geológica e demais feições relevantes em diversos depósitos estratiformes e sedimentares de Pb–Zn–Cu–Ag, vêm demonstrando que a localização destes depósitos em ambientes *rifts* e similares, não é meramente casuística, mas, reveladora de importantes mecanismos controladores. Os fluidos mineralizantes são conduzidos ao sítio de deposição através das descontinuidades crustais geradas pelos esforços de extensão e os gradientes térmicos elevados, que são comuns nesses ambientes, parecem funcionar como força motriz do transporte dos fluídos. Existem também registros da ocorrência de depósitos desse tipo em regime tectônico compressivo, sendo os fluidos mineralizantes movidos no mesmo sentido do transporte tectônico e guardando relação com as estruturas de empurrões e cavalgamentos (DUANE & DE WIT 1988).

Não existem evidências sobre a existência de mineralizações de sulfetos relacionadas a regimes de fluxo compressivo, nas coberturas do Proterozóico médio do Cráton do São Francisco. Contudo, estas parecem estar representadas no Proterozóico superior, através das ocorrências de Morro do Gomes, em Ibipeba (BA), conforme sugerido por MISI *et al.* 1993. As ocorrências de Morro do Gomes são formadas por galena em veios de quartzo, preechendo estruturas abertas em flancos de dobras com eixo NE–SW.

As ocorrências de sulfetos da borda norte da Chapada Diamantina, município de Sento Sé (BA), são relacionadas a regimes extensionais. Elas são principalmente constituídas por níveis peneconcordantes, centimétricos, de galena argentífera associada com quartzo, feldspato potássico, muscovita e dolomita barroca (hidrotermal) encontrados sob a forma de pequenos bolsões ou de lentes, em níveis carbonáticos na base da Formação Caboclo. Estudos de natureza petrográfica e isotópica comprovam a existência de alteração hidrotermal relacionada à circulação de salmouras durante a deposição desta mineralização (ROCHA & MISI 1992a, b). As ocorrências estão alinhadas segundo falhas de orientação NNE/SSW, que fazem parte de um sistema com características nitidamente extensionais (Fig. 1). As principais falhas deste sistema têm geometria curva e trajetórias do tipo rampa-patamar-rampa, com rejeitos verticais variando entre 100 e 120 metros (CONCEIÇÃO FILHO *et al.* 1984). Dobras sin-sedimentares deformam os sedimentos mais plásticos, próximo às zonas destas falhas (Fig. 2), sugerindo sua orígem associada a falhas de crescimento.

O regime tectônico extensional observado é consistente com o modelo deposicional da Bacia do Espinhaço. De fato, o efeito da subsidência termo-flexural sobre os blocos cratônicos implica na deposição dos sedimentos na área expandida da bacia ao tempo em que são geradas as estruturas extensionais. Além disso, a propagação da tectônica de blocos na parte norte e oriental da Chapada Diamantina parece ter sido controlada por estruturas herdadas do embasamento. Os sistemas de falhas desenvolvidos na borda norte da Chapada Diamantina são sub-paralelos às estruturas transamazônicas. Este parece ser o caso, por exemplo, da zona de cisalhamento transcorrente de Sobradinho (JARDIM DE SÁ *et. al* 1992), que parece projetar-se para sul, coincidindo com a rampa lateral leste da sinclinal de Irecê (ANGELIM 1992). A borda oriental da Chapada Diamantina é balizada pelo lineamento Jacobina-Contendas Mirante, de idade 2,0 Ga (SABATÉ *et. al.* 1990) e a deflexão dos lineamentos sobre o Grupo Chapada Diamantina do quadrante NW para o quadrante NE (Fig. 1) deve refletir esta influência. As estruturas profundas do embasamento em regiões cratônicas comumente configuram o desenvolvimento estrutural

[1]Departamento de Ciências Exatas, UEFS e Curso de Pós-Graduação em Geologia
[2]Instituto de Geociências, PPPG/UFBa

das coberturas sedimentares durante e após o período de deposição e um bom exemplo disso são as falhas que afetam a bacia Athabasca por influência de zonas de cisalhamento profundas que atravessam o embasamento Arqueano e Paleo-Proterozóico da América do Norte (WATSON 1984). Estas observações tornam bastante sugestiva a idéia de que a deposição do Grupo Chapada Diamantina, no setor norte-oriental do craton, foi controlada pelas estruturas antigas do embasamento, que lhes imprimiu o desenvolvimento estrutural e, como consequência, o controle metalogenético para as mineralizações de sulfetos.

Referências

ANGELIM, L.A.A. 1992. Relações tectono-estruturais entre o cinturão móvel Riacho do Pontal e o Grupo Chapada Diamantina. In: Boletim de Resumos Expandidos, 37º Congresso Brasileiro de Geologia, V. 1, p. 305–307.

CONCEIÇÃO FILHO, V.M.; MONTEIRO, M.D.; CARVALHO, M.P. 1984. Projeto Borda Norte da Chapada Diamantina, fase II. Sinópse dos resultados. *Relatório*, CBPM, 34p.

DUANE, M.J. & DE WIT, M.J. 1988. Pb–Zn ore deposits of the North Caledonides: Products of continental-scale fluid mixing and tectonic expulsion during continental collision. Geology, v. 16 p. 999–1002.

JARDIM DE SÁ, E.F.; FUCK, R.A.; MACEDO, M.H.F.; KAWASHITA, K. 1992. Estruturas Brasilianas no limite norte do Cráton São Francisco. In: Anais do I Simpósio Regional de Geologia Bahia – Sergipe. Salvador (BA) p. 113–116.

MISI, A.; VIVEIROS SÁ, P.V.S.; LOBATO, L.M.; PEDROSA-SOARES, A.C. 1993. Os depósitos minerais do Cráton do São Francisco e seu contexto geotectônico. In: J.M.L.DOMINGUEZ & A.MISI (eds.), O Cráton do São Francisco, SBG-BA/SGM/CNPq, Salvador (BA).

ROCHA, W.J.S.F. & MISI, A. 1992a. Evidências de alteração hidrotermal associada a mineralização de Pb e Ag na Formação Caboclo. In: Boletim de resumos do I Simpósio Regional de Geologia Bahia - Sergipe, Salvador (BA), p. 145–149.

ROCHA, W.J.S.F. & MISI, A. 1992b. Mineralizações de sulfetos do tipo sedimentar-exalativo na formação Caboclo (Prot. Médio) - BA. In: 37º Congresso Brasileiro de Geologia.Boletim de Resumos v.1, p. 254-256. São Paulo – SP.

SABATÉ, P.; MARINHO, M.M.; VIDAL, P.; CAEN-VACHETTE, M. 1990. The 2 Ga peraluminous magmatism of the Jacobina-Contendas Mirante belt (Bahia, Brazil): geologic and isotopic constraints on the sources. Chem. Geology, 83: 325–338.

WATSON, J.V. 1984. Continental crustal regimes as factors in the formation of sedimentary ore deposits. J. Geol. Soc. London, v.. 141, p. 215–220.

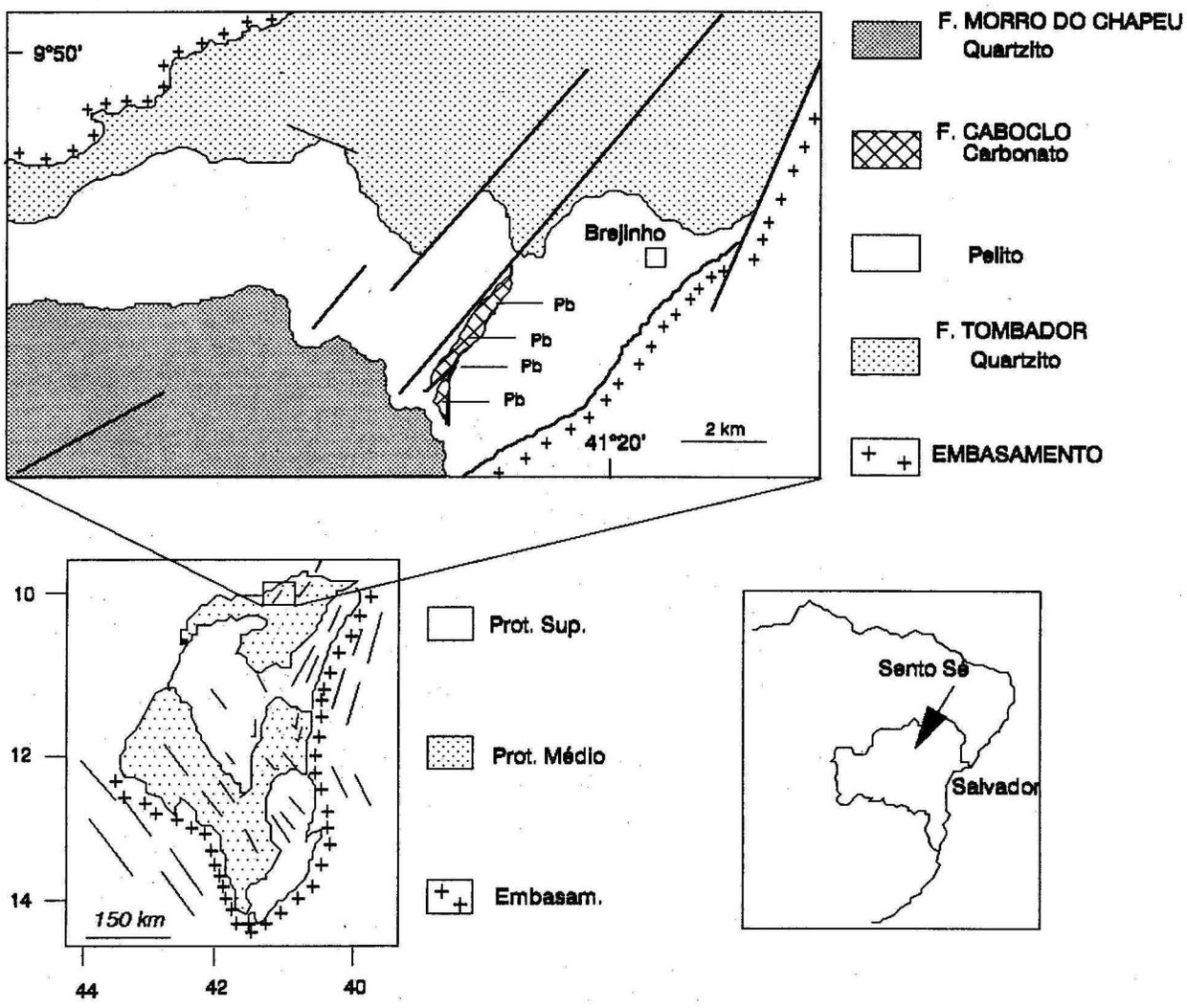


Figura 1. Falhamentos associados às mineralizações de sulfetos (Pb) da F. Caboclo. Os grandes alinhamentos estruturais observados nas coberturas (abaixo) parecem ter sido herdados do embasamento.

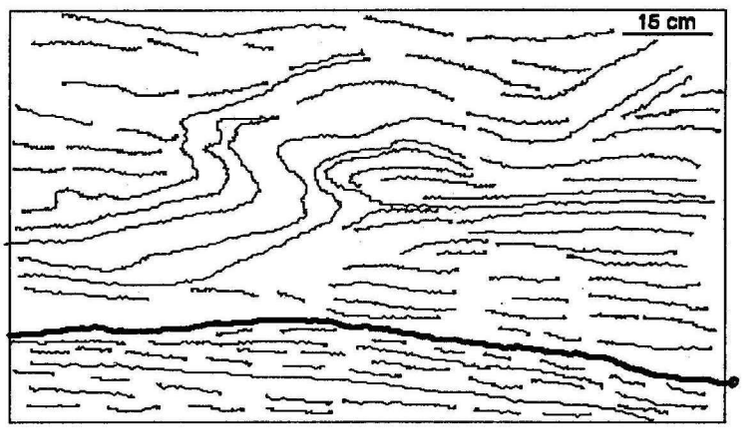


Figura 2. Dobras sin-sedimentares observadas em afloramento na zona mineralizada na figura1.

AS COBERTURAS PROTEROZÓICAS DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO: PROCESSOS METALOGENÉTICOS RELACIONADOS À SUA EVOLUÇÃO

Aroldo Misi[1]

1. Introdução.

As coberturas sedimentares do Proterozóico médio e superior do Cráton do São Francisco (CSF) apresentam uma variada gama de concentrações minerais, dentre os quais se destacam: diamante, manganês, ferro, chumbo-zinco (prata), barita, fluorita e fosforita. Os processos formadores dessas concentrações mostram uma relação muito estreita com a evolução geodinâmica das bacias sedimentares (MISI *et al.* 1993). Neste sentido, os resultados recentemente obtidos a partir de trabalhos de detalhe realizados sobre as mineralizações de sulfetos da Formação Caboclo (Prot. médio, Gr. Chapada Diamantina) e da Formação Salitre (Prot. superior, Gr. Una), têm permitido revelar alguns aspectos de grande importância para o estabelecimento de modelos metalogenéticos, certamente de grande utilidade para os futuros programas de exploração mineral.

2. Características das mineralizações de sulfetos.

No Proterozóico médio, as mineralizações estudadas em Sento Sé, na borda norte da Chapada Diamantina (Bahia), são formadas principalmente por galena maciça, rica em prata, ocorrendo sob a forma *stratabound*, ou como veios discordantes, com quartzo, em dolomitos basais da Formação Caboclo . ROCHA & MISI (1992) demonstraram que a mineralização *stratabound* está associada a uma zona de alteração hidrotermal formada por quartzo, microclina, biotita e dolomita hidrotermal, controlada pela presença de falhas extensionais de direção aproximadamente N-S. As determinações isotópicas de carbono e oxigênio em calcita e dolomita, ao longo de três perfis de furos de sondagem, até a zona mineralizada, mostraram valores progressivamente negativos de $\delta^{13}C$, atingindo até -5,26 per mil PDB (dolomita) na zona mineralizada. Os valores de d $\delta^{18}O$ mostram-se também extremamente baixos, com valor médio de $-18,00$ per mil PDB (dolomita), sugerindo temperaturas relativamente elevadas de formação. Os depósitos de sulfetos de chumbo e zinco da faixa Paracatú-Vazante-Morro Agudo, em Minas Gerais, possivelmente também relacionadas ao Proterozóico médio (DARDENNE 1978), associam-se a zonas de falhamentos com brechação (Vazante) ou a fácies dolomíticas com oolitos e intraclastos, em construção orgânica estromatolítica (Morro Agudo). A faixa Paracatú-Vazante-Morro Agudo, ao longo da qual ocorrem as mineralizações de sulfetos, tem cerca de 250km e é alongada na direção NNW-SSE. No Proterozóico superior, as mineralizações de sulfetos da região de Irecê são formadas por pirita, esfalerita e galena (principalmente) também maciças, estratiformes e ricas em prata, ou venulares com calcita ou quartzo. Ocorrem em dolomitos silicosos, onde estão presentes calcita nodular, quartzo nodular fibroso, microcristalino (*lenght-slow*) e gipsita, além de dolomita hidrotermal, em veios centimétricos. São comuns estruturas de fluidização associadas às zonas mineralizadas, sugerindo um importante processo de circulação de fluidos. Observações petrográficas e dados isotópicos de enxofre ($\delta^{34}S$) indicam que a maior parte dos sulfetos formou-se às expensas de sulfatos pré-existentes, por redução bacteriana e termoquímica (MISI & KYLE 1992). Nessa região não existem evidências claras, de campo, da presença de estruturas lineares associadas à mineralização, embora interpretações aerofotogeológicas de cunho regional indiquem a existência de um lineamento tectônico NW-SE passando por Irecê (LAGOEIRO 1990). Por outro lado, MORAES FILHO & LEAL (1990) descrevem, no município de Nova Redenção (Bahia) ocorrências filonianas de galena, esfalerita e pirita, com elevados teores de prata, em dolomitos silicosos, juntamente com barita. Os filões podem ter até 4m de espessura, mostram direção predominante NW-SE e têm expressão regional. No Grupo Bambuí, a oeste da Serra do Espinhaço, as mineralizações de sulfetos da faixa Bom Jesus da Lapa-Januária-Itacarambí, estão associadas a dolomitos silicosos e distribuem-se ao longo de uma faixa alongada aproximadamente na direção N-S.

[1]IGEO/PPPG, UFBa.

3. Evolução geodinâmica e metalogênese.

As bacias proterozóicas do CSF são bacias extensionais, originadas a partir de rupturas do embasamento ocorridas há 1,7 Ga, ao longo de um sistema com direção NNW-SSE, cuja ruptura principal veio a constituir o aulacógeno do Espinhaço (COSTA & INDA 1982). Ao longo de toda a história evolutiva dessas bacias, há indícios de que este sistema foi episodicamente reativado. Os mega-ciclos transgressivos representados pelo mar Caboclo (Prot. médio) e pelo mar Bambuí/Una (Prot. sup.) podem ser conseqüência dessa reativação, com aumento da subsidência das bacias (DOMINGUEZ 1993). Por outro lado, é sabido que os falhamentos profundos, de extensão, nas bacias sedimentares constituem importantes condutos para migração de fluidos de natureza diversa, aos quais os processos mineralizantes estão invariavelmente ligados. As diversas características anteriormente descritas sugerem fortemente que esses processos atuaram para a formação das concentrações de sulfetos em duas épocas metalogenéticas, no Proterozóico médio e no Proterozóico superior. Dentre essas características, todas associadas às mineralizações, podem ser destacadas: as zonas de alteração hidrotermal, a presença de estruturas de fluidização, a presença de alinhamentos estruturais possivelmente herdados do embasamento e geralmente paralelos à estrutura do aulacógeno (NW-SE), a presença de mineralizações filonianas também orientadas nessa direção, e outras.

4. Conclusões.

As concentrações de sulfetos das bacias proterozóicas do CSF parecem ter sua origem associada aos episódios de expansão da subsidência dessas bacias, quando teria havido intensa circulação de fluidos, que propiciou a migração dos metais até os locais propícios à formação das concentrações. Na bacia de Irecê, existem evidências que indicam que os locais de deposição relacionam-se à presença de minerais sulfatados, que teriam sofrido redução bacteriana e/ou termoquímica, liberando o enxofre para formar os sulfetos. Sendo assim, os lineamentos estruturais de caráter regional, com direção N-S a NW-SE e relacionados às fases extensionais das bacias proterozóicas, passam a ter grande importância para os programas exploratórios. A figura 1 mostra a situação das mineralizações conhecidas e seu possível relacionamento com essas estruturas.

Referências

COSTA, L.A.M. & INDA, H.A.V. 1982. O aulacógeno do Espinhaço. *Cien. da Terra*, **2**: 13–18.

DARDENNE, M. 1978. *Les minéralisations de plomb, zinc, fluor du Protérozoique Supérieur dans le Brésil Central.* Univ. Paris VI, França (Tese de doutorado), 251 p.

DOMINGUEZ, J.M.L. 1993. As coberturas do Cráton do São Francisco: uma abordagem do ponto de vista da análise de bacias. In: J.M.L.DOMINGUEZ & A.MISI, eds., *O Cráton do São Francisco*, SBG-BA/SGM/CNPq, Salvador (no prelo).

LAGOEIRO, L.E. 1990. Estudo da deformação nas seqüências carbonáticas do Grupo Una na região de Irecê, Ba. UFOP, Ouro Preto (Tese de mestrado), 105 p.

MISI, A. & KYLE, J.R. 1992. Dados isotópicos de enxofre em sulfetos e sulfatos da bacia de Irecê. Contribuição ao conhecimento da gênese das concentrações de sulfetos. In: SIMP. REG. GEOL. BAHIA-SERGIPE, 1, Salvador, 1992. *Anais...*, Salvador, SBG/BA, p. 150–154.

MISI, A.; VIVEIROS SÁ, P.V.S.; LOBATO, L.M.; PEDROSA-SOARES, A.C. 1993. Os recursos minerais do Cráton do São Francisco e seu contexto geotectônico. In: J.M.L.DOMINGUEZ & A.MISI, eds., *O Cráton do São Francisco.* SBG-BA/SGM/CNPq, Salvador (no prelo).

MORAES FILHO, O. & LEAL, R.A. 1990. Prospecção de chumbo/zinco/prata no município de Nova Redenção (BA). In:CONG. BRAS. GEOLOGIA, 36. SBG, Natal, *Anais...* p. 1487—1501.

ROCHA, W.J.S.F. & MISI, A. 1992. Evidências de alteração hidrotermal associada a mineralizações de Pb e Ag na Formação Caboclo. In: SIMP. REG. GEOL. BAHIA-SERGIPE, 1, SBG-BA, Salvador, *Anais...* p. 145–149.

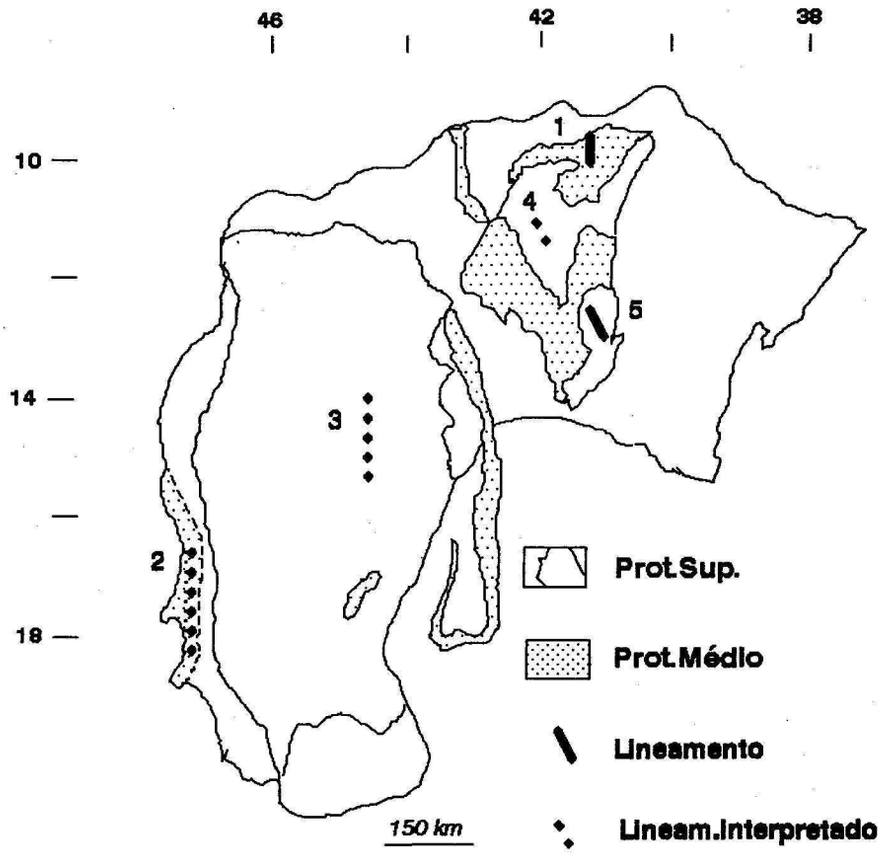


Figura 1. Mineralizações de sulfetos das coberturas proterozóicas do CSF e seu relacionamento com lineamentos. 1 – Sento Sé; 2 – Paracatu, Vazante, Morro Agudo; 3 – B. Jesus da Lapa, Januária, Itacarambí; 4 – Nova Redenção.

ALGUMAS CONSIDERAÇÕES SOBRE O POTENCIAL METALOGENÉTICO DE UM TREND DE CORPOS MÁFICO-ULTRAMÁFICOS ESTRATIFICADOS, NA PORÇÃO SUL-SUDESTE DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, BAHIA

Maria da Glória Silva[1]
Maisa Bastos Abram[1]

O potencial metalogenético de corpos máfico-ultramáficos diferenciados, para mineralizações de Cr, Cu, Ni e Elementos do Grupo da Platina (EGP), tem sido largamente descrito na literatura geológica, com destaque para o caso dos complexos de Bushveld (África do Sul), Great Dyke (Zimbabwe), Sudbury (Canadá), Stillwater e Duluth (USA), dentre outros.

Esses depósitos são, em geral, formados por processos magmáticos e relacionam-se a um momento específico da história de evolução magmática desses corpos máfico-ultramáficos, mostrando-se, portanto, restritos a litologias ou a intervalos litoestratigráficos específicos.

Além da importância econômica, devido ao seu potencial metalogenético, esses corpos, uma vez caracterizados do ponto do vista tipológico, são também excelentes indicadores da ambiência geotectônica do terreno à época de sua formação.

No Estado da Bahia, mais especificamente na porção sul-sudeste do cráton do São Francisco, têm sido observados vários pequenos corpos máficos-ultramáficos, encaixados nos terrenos metamórficos de alto grau do embasamento do cráton, no cinturão granulítico Jequié-Itabuna. Alguns deles exibem evidências inequívocas da presença de mineralizações sulfetadas. Esses corpos configuram um *trend* de direção NNE-SSW, que parte de Aratuípe a Nova Canaã (Figuras 1 e 2), tal como definido por SILVA *et al.* (1992), ao longo do qual foram detectadas anomalias magnetométricas significativas. Há evidências indiretas de que essa faixa se extende mais ao sul de Nova Canaã.

Até o momento, nenhum trabalho sistemático de pesquisa foi realizado nesses corpos, visando decifrar o significado da sua presença nesse ambiente ou mesmo visando avaliar, quantitativamente, o seu potencial metalogenético. Diante da impossibilidade de atacar o problema como um todo, foi escolhido um desses corpos, mais especificamente o corpo máfico-ultramáfico da Fazenda Mirabela (CFM), para a realização de um estudo sistemático de caracterização petrográfica e geoquímica, com o objetivo de classificá-lo do ponto de vista tipológico e de sua vocação metalogenética e entender o seu significado do ponto de vista geodinâmico. A escolha do CFM foi feita considerando a localização privilegiada desse corpo e a existência de trabalhos anteriores, os quais facilitaram, em muito, a realização da pesquisa. Desse trabalho resultou a caracterização desse corpo como uma intrusão estratificada, com bandamento críptico e cíclico, pouca deformação, com texturas primárias de acumulação preservadas. Litoestratigraficamente foi possível dividí-lo em 4 zonas: (i) uma Zona Inferior, composta por olivina cumulatos e olivina-ortopiroxênio cumulatos; (ii) uma Zona Intermediária, composta por ortopiroxênio cumulatos e clinopiroxênio-ortopiroxênio cumulatos; (iii) uma Zona Superior, composta por gabronoritos; (v) uma Zona de Borda, composta por gabronoritos finos, possivelmente uma margem resfriada.

A litogeoquímica apontou para um magma-fonte de natureza basáltico toleítica, de ambiente continental extensional, com valor de *mg* da ordem de 0,44. Aspectos texturais e mineraloquímicos, por sua vez, apontaram para a evolução do magma em um regime de alta pressão (5 a 7kb) e resfriamento lento, com o desenvolvimento de algumas feições de reequilíbrio subsólido.

Na transição entre a Zona Inferior e a Zona Intermediária ocorre um nível rico em sulfetos de Fe, Ni e Cu, com teores anômalos de elementos do grupo da platina (EGP). Os sulfetos ocupam posição intersticial na trama cumulática das rochas ortopiroxeníticas e subordinadamente das rochas peridotíticas é possível observar relações de sucessão entre as fases sulfetadas. A pirrotita está sempre numa posição central, circundada por calcopirita e esta por pirita. Remobilizações

[1]Curso de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal da Bahia.

de calcopirita são observadas ao longo de microfraturas. A pentlandita ocorre exsolvida na pirrotita.

A presença desse nível de sulfetos está sendo interpretada como decorrente de um momento de alta saturação em enxofre na evolução do magma, com consequente formação de um líquido sulfetado. Diversos têm sido os diagramas, citados na literatura geológica, utilizados no estudo do comportamento de EGP durante o processo de evolução de um magma. Dentre estes destacam-se os diagramas propostos por BARNES (1992) que utilizam as razões Cu/Pd, Cu/Ir, Cu/Rh, discriminatórios na determinaçao da ocorrência de uma fase de segregação de sulfetos durante o fracionamento magmático. Entretanto, no CFM, o escasso número de amostras analisadas e o pequeno espectro de EGP analisados, limitou muito a utilização de tais diagramas. Dessa forma, só foi possível a análise do potencial para EGP do CFM, à luz do diagrama Ni/Pd *versus* Cu/Pt.

Segundo BARNES (1992), uma vez que os coeficientes de partição de Pt e Pd nos sulfetos são maiores que os do Cu, logo Pt e Pd serão mais eficientemente subtraídos do magma, pelo líquido sulfetado, comparativamente ao Cu. A segregação de sulfetos em um magma causa, então, um aumento na razão Ni/Pd e Cu/Pt no magma fracionado e consequentemente um decréscimo no cumulato correspondente.

Considerando lavas ricas em MgO (decorrentes de elevadas taxas de fusão do manto), tais como komatiítos e basaltos continentais, como líquidos de referência (magma inicial), um cumulato que contenha os primeiros sulfetos segregados deverá apresentar baixas razões Ni/Pd e Cu/Pt, plotando abaixo do campo definido pelas rochas extrusivas. As rochas sobrejacentes, derivadas do magma fracionado, deverão ser pobres em Pd e Pt e consequentemente plotarão acima do campo de referência (campo das rochas extrusivas ricas em MgO). As razões Ni/Pd e Cu/Pt das rochas cumuláticas do CFM, em sua maioria, plotam dentro do campo das rochas extrusivas e algumas abaixo. Este resultado pode, *a priori*, ser interpretado como positivo, apontando para a existência de uma fase de segregação em sulfetos, com extração de EGP, no decurso do fracionamento do líquido que deu origem ao CFM.

Entretanto, o fracionamento de olivina na Zona Inferior pode ter promovido um empobrecimento do magma residual em Ni, diminuindo as razões Ni/Pd pela saída do Ni e não pela adição de Pd. Essa consideração limita a capacidade discriminatória desse diagrama como indicador do potencial do corpo para EGP.

Para que outros diagramas, onde o efeito do fracionamento da olivina não desempenhe um papel importante, possam ser empregados no CFM, recomenda-se a análise de um amplo espectro de EGP em diferentes litologias do corpo, notadamente nos gabronoritos finos, considerados como possíveis representantes do magma-fonte. Recomenda-se igualmente a realização de uma cartografia mais detalhada, de levantamentos geofísicos e de trabalhos petrográficos e litogeoquímicos nos demais corpos máficos e ultramáficos ao longo da faixa.

Agradecimentos: As autoras agradecem ao CNPq, pelo financiamento da pesquisa, e à CBPM pela concessão das amostras e acesso aos dados analíticos para EGP.

Referências

BARBOSA, J.S.F. 1986. Constituition lithologique et metamorfique de la region granulitique du sud de Bahia — Brésil. Tese de doutorado. Universidade de Paris VI. Inédita.

BARNES, S.J. 1992. Platinum is where you find it - a guide to exploration for platinum group elements. Curso de Extensão, IGEO-UFBA, Salvador. Relatório Inédito.

SILVA, M.G.; BARBOSA, J.S.F.; MISI, A. 1992. A faixa Aratuípe-Nova Canaã: um trend de corpos máficos e ultramáficos de grande potencial metalogenético no cinturão granulítico Jequié-Itabuna (BA). In. Congr. Bras. Geol., 37, São Paulo, Bol. Resumos, vol. 2, p.227.

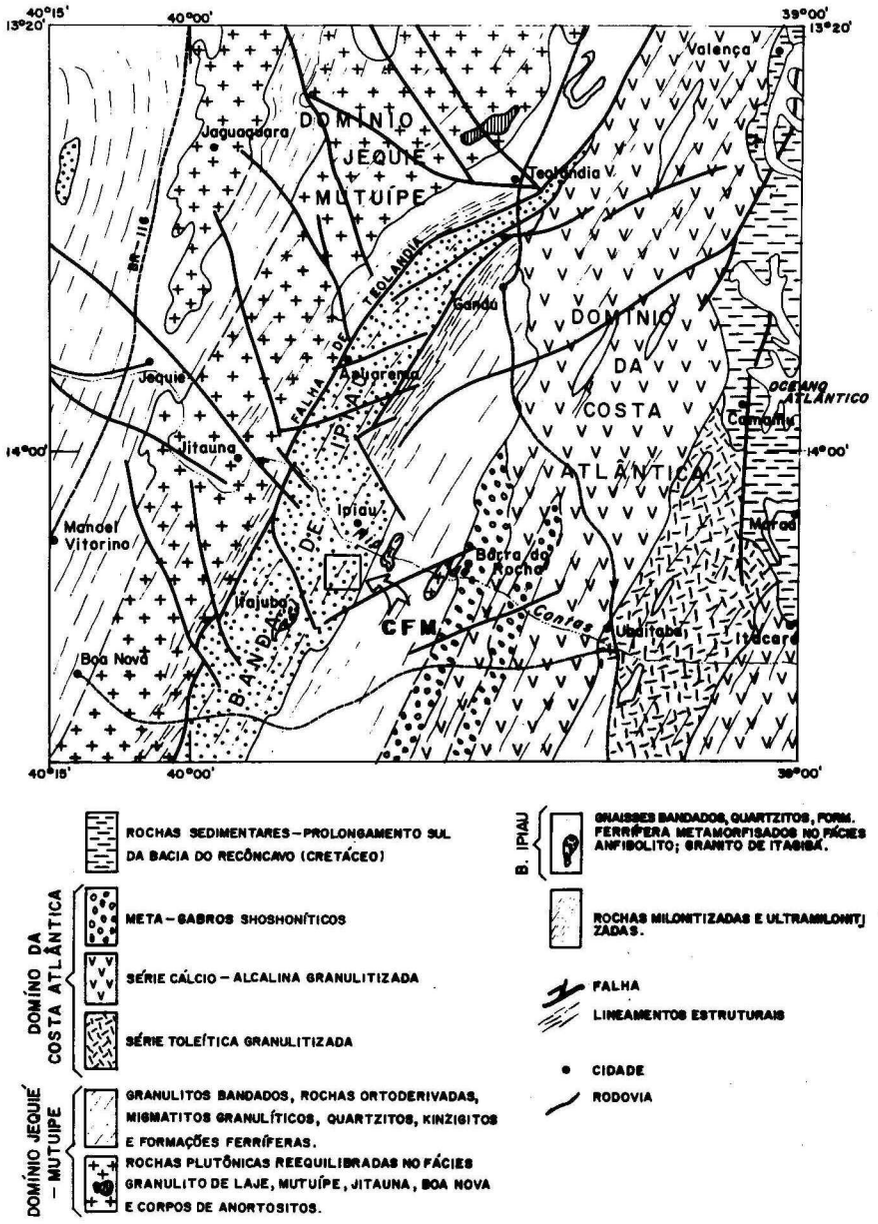


Figura 1. Mapa geológico da porção sul-sudeste do cráton do São Francisco, com a localização do corpo da fazenda Mirabela (CFM). Adaptado de Barbosa (1986).

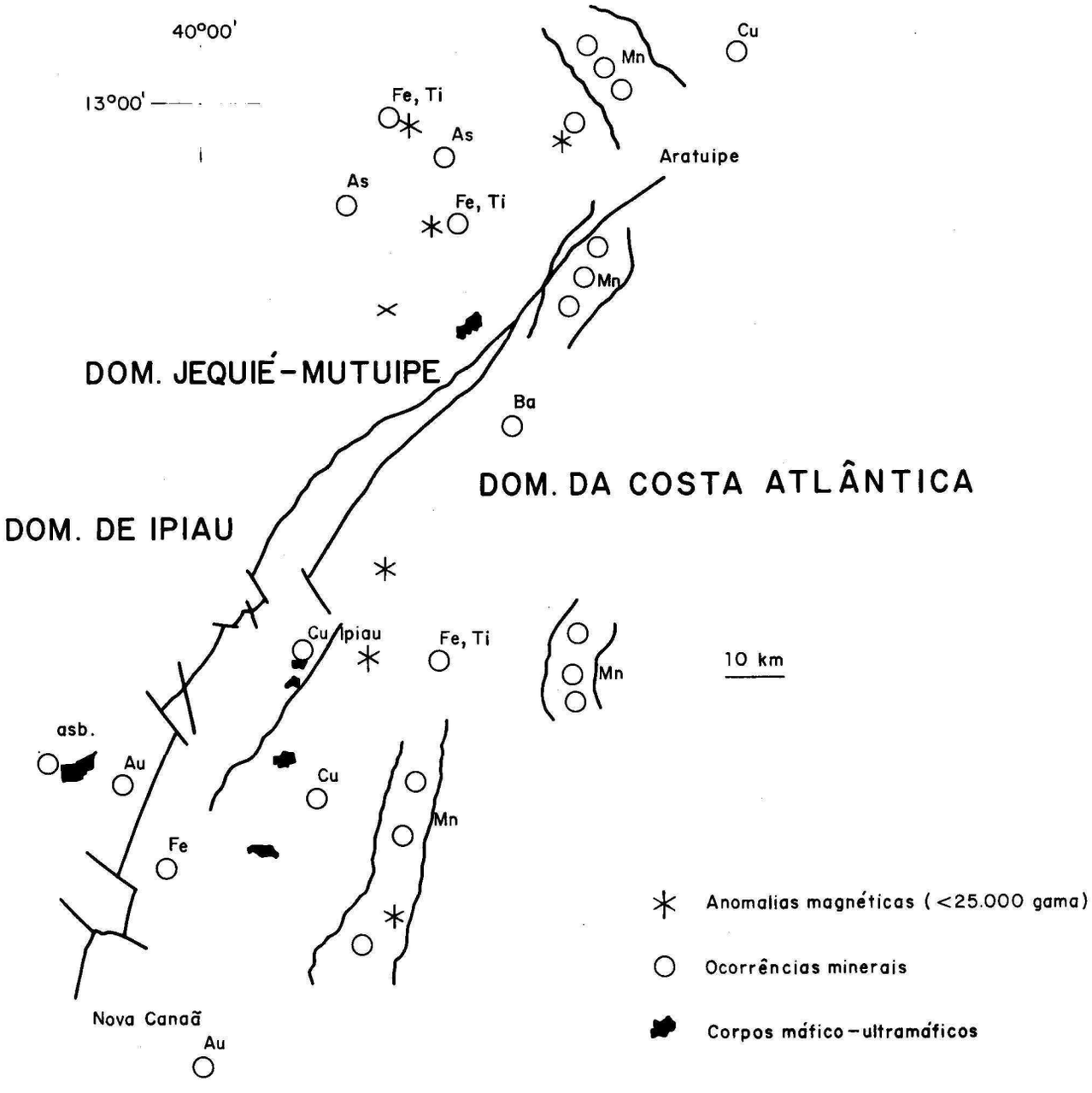


Figura 2. Esboço do trend Aratuípe-Nova Canaã com a localização de alguns corpos máfico-ultramáficos e algumas ocorrências de sulfetos.

SULPHUR ISOTOPE GEOCHEMISTRY INDICATIVE OF A MANTLE SOURCE FOR THE CARAIBA COPPER SULPHIDES, BRAZIL

Elson P. Oliveira[1]
Asit Choudhuri[1]

One process widely accepted to explain sulphur saturation in mafic to ultramafic igneous rocks is crustal contamination. If base metals are available in solution to combine with sulphur then an orebody may be formed. On this ground, LINDENMAYER (1981) suggested that the Caraiba sulphide sulphur could have been supplied from regional anhydrite-bearing marble and calcsilicate rocks. Geological and geochemical evidences of the interaction between the main copper sulphide-bearing rocks of Caraiba, i.e. norites and hypersthenites, and pre-existing rocks have also been given by OLIVEIRA (1990a,b). Accordingly, both norites and hypersthenites entrain xenoliths of peridotitic and gabbronoritic composition which are likely to have been captured by the magma from deeper levels in the crust rather than from the nearby country-rocks. Although the contact between the host rock and xenoliths is sharp, orthopyroxenes from host hypersthenites show increasing enstatite content as the peridotite contact is approached. Elongated pyroxene crystals perpendicular to the peridotite contact, indicating crystallization from a liquid, rule out solid state diffusion as an alternative explanation for the observed variation in pyroxene composition.

SILVA (1985) made some comments on the source of sulphur for the Caraiba sulphides on the basis of unpublished isotopic studies carried out by Thorpe (personal commun. in SILVA 1985). Thus, according to him (i) the sulphur of sulphides in the ore-bearing hypersthenites and norites is magmatic; (ii) the heavy sulphur (34) of anhydrites has not been detected in the ore samples; and (iii) the sulphides associated with the calcsilicate rocks contain sulphur 34 and as such these sulphides may have resulted from the mixture between magmatic and sedimentary sulphur.

In order to further constrain the source of the Caraiba sulphide sulphur fourteen samples of remobilised and disseminated chalcopyrite or chalcopyrite + bornite from the Caraiba open-pit were analysed for sulphur isotopes at the University of Calgary, Canada. The results are summarised in Fig.1 and compared against data from mantle peridotite and mafic-ultramafic complexes (Fig.2). The Caraiba sulphides show $\delta^{34}S$ in the range -1.495 to 0.643 with an average value of -0.604.

Because the isotopic fractionation factors among all sulphide species are probably within 0.5 permil, magmas formed by partial melting of the mantle or rocks crystallized from such magmas should have $\delta^{34}S$ values similar to those of the parental mantle material (OHMOTO, 1986). Sulphur derived from mantle has an isotopic composition very similar to meteorite sulphur and it is assumed that the upper mantle as a whole has $\delta^{34}S$ = 0–3 permil and the primitive upper mantle an average of 0.5 permil (*e.g.* OHMOTO 1986; CHAUSSIDON *et al.* 1989). However, many mantle derived mafic igneous rocks have $\delta^{34}S$ outside this range (OHMOTO 1986, and references therein), such as the Duluth complex (0 to 17 permil), Norilsk intrusive (6 to 16 permil), and the Bushveld complex (-9 to -6 permil). Although the mantle might be slightly heterogeneous (CHAUSSIDON *et al.* 1987; 1989), assimilation of crustal sulphur has been evoked to explain such anomalous values (*e.g.* NALDRETT 1981; OHMOTO 1986).

As shown in Fig.2, the Caraiba sulphur isotope data fall in the range predicted for the mantle and as such they may be interpreted as mantle derived, and have not inherited significant amount of the heavy ^{34}S from supracrustal rocks. Moreover, our results show that the sulphur isotopes from Caraiba are very similar to sulphides sulphur from the Okiep copper district of Republic of South Africa (VON GEHLEN *et al.* 1990) which is the closest analogue of the Caraiba norite-hypersthenite complex elsewhere. Although field and geochemical evidences suggest interaction between xenoliths and host ore-bearing rocks at Caraiba, our data point

[1] Departamento de Metalogênese e Geoquímica, IG-UNICAMP, Campinas, 13081-970 Brazil

out that contamination seems to have played a very minor role in the whole-rock geochemical signature of the Caraiba complex as already shown by OLIVEIRA (1990b) with the help of incompatible element modelling. However, we do not know as yet whether the peridotite and (or) amphibolised gabbronorite xenoliths are relicts of a copper-rich source from which the Caraiba rocks parental magma originated. Future studies of Pb-Pb, Sm-Nd and Rb-Sr isotopes will certainly provide new insights into the genesis of such unusual but economically important rock suite.

Acknowledgements: The Caraiba Mining Ltd. is gratefully acknowledged for field support.

References

CHAUSSIDON, M.; ALBAREDE, F.; SHEPPARD, S.M.F. 1987. Sulphur isotope heterogeneity in the mantle from ion microprobe measurements of sulphide inclusions in diamonds. Nature, 330:242–244.

CHAUSSIDON, M.; ALBAREDE, F.; SHEPPARD, S.M.F. 1989. Sulphur isotope variations in the mantle from ion microprobe analyses of micro-sulphide inclusions. Earth Plan. Sci. Letters, 92:144–156.

KYSER, T.K. 1986. Stable isotope variations in the mantle.In: VALLEY, J.W. et.al. (eds.) Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes. Reviews in Mineralogy, vol. 16. Miner. Soc. America., p. 141–164.

LINDENMAYER, Z.G. 1981. Evolução geológica do Vale do Rio Curaçá e dos corpos máfico-ultramáficos mineralizados a cobre. In: H.A.V. INDA, M.M. MARINHO; F.B. DUARTE (orgs.) Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia. Textos Básicos, vol.4: 72–110.

NALDRETT, A.J. 1981. Nickel sulfide deposits: Classification, composition, and genesis. Econ. Geol. 75th Anniv. Volume, p. 628–685.

OHMOTO, H. 1986. Stable isotope geochemistry of ore deposits. In: VALLEY, J.W. et.al. (eds.) Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes. Reviews in Mineralogy, vol. 16. Miner. Soc. America., p. 491–559.

OLIVEIRA, E.P. 1990a. Novos conceitos sobre as rochas máfico-ultramáficas cupríferas da mina Caraíba, Bahia. Rev. Bras. Geociências, 19: 449-461.

OLIVEIRA, E.P. 1990b. Petrogenesis of mafic-ultramafic rocks from the Precambrian Curaçá terrane, Brazil. PhD thesis, University of Leicester, U.K., 287 p.

SILVA, L.J.H.D. 1985. Geologia e controle estrutural do depósito cuprífero de Caraíba, Vale do Curaçá — Bahia. IN: P.V.S.V.SA & F.B. DUARTE (orgs.) Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia. Textos Básicos, Vol.6º: 51-136.

VON GEHLEN, K; NIELSEN, H.; ROZENDAAL, A.; JENSEN, M.L. 1990. Sulphur isotopes indicate a homogeneous, probably mantle source of the Okiep copper ores, Namaqualand. Geocongress, 23rd Earth Sci. Congr. Geol. Soc. South Africa, Capetown, 2-6 July 1990, p. 96-98.

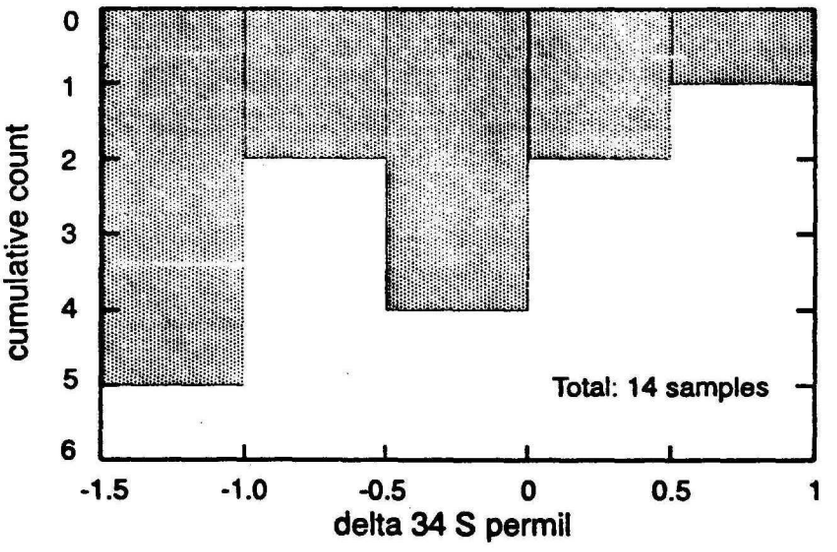


Figure 1. Histogram of sulphur isotope data for the Caraiba copper sulphides.

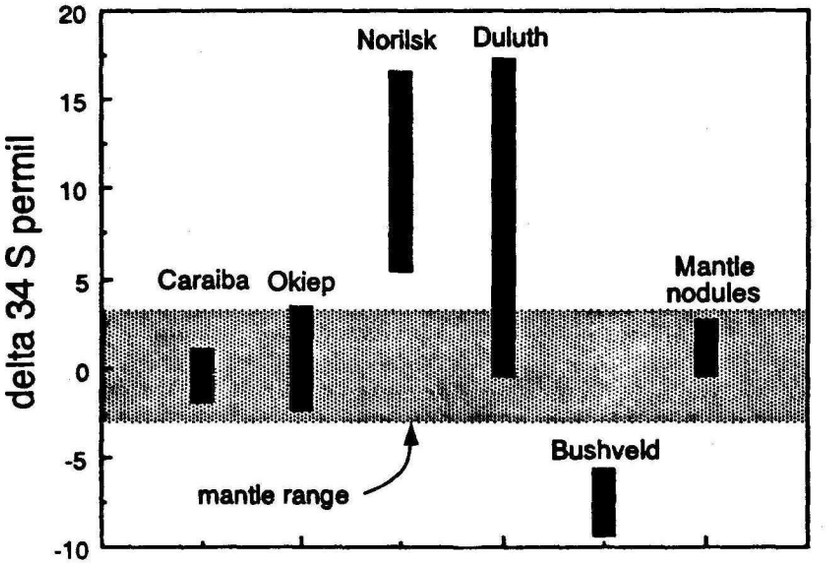


Figure 2. Sulphur isotope data of mafic complexes and the upper mantle in comparison with the Caraiba sulphides (data after KYSER 1986; OHMOTO 1986; VON GEHLEN *et al.* 1990).

SULPHUR ISOTOPES IN ARCHEAN KOMATIITE-HOSTED NICKEL-COPPER SULFIDES FROM THE MORRO DO FERRO GREENSTONE BELT, MINAS GERAIS, BRAZIL

A. Choudhuri[1]
S.S.Iyer[2]
H.R.Krouse[2]

In dealing with volcanic-hosted sulfide deposits, one of the questions that has received some attention is the source and origin of sulfur. The present brief account of the Ni-Cu sulfides of the Morro do Ferro greenstone belt in SW Minas Gerais deals with this particular aspect and attempts to set up plausible models. In this connection, the well-studied deposits of Kambalda in Western Australia are ideal for the sake of comparison. Briefly, the main Kambalda ores, occurring in the lowermost unit of a mafic-ultramafic sequence, occupy narrow, long troughs considered by NALDRETT (1989) as having formed according to the thermal erosion model of HUPPERT et al. (1984). According to this model, komatiite lavas flow by turbulence due to their high temperature and low viscosity (T = 1400-1700°C, $\mu = 0.1 - 1$ Pas) as against basaltic lavas (T = 1250°C, μ = 50 Pas), as a result of which they are capable of causing thermal erosion in underlying sediments picking up sulfur in this process. However, CLAOUÉ-LONG & NESBITT (1985) consider this unlikely due to lack of geological evidence, and GROVES et al. (1986) show that thermal erosion is of limited significance at Kambalda.

In the Morro do Ferro greenstone belt, Fortaleza de Minas, the O'Toole nickel deposit occurs in the middle sequence of a komatiite volcanic succession (BRENNER et al. 1990). This middle sequence consists of four cycles of serpentinite-clinopyroxenite-amphibolite(metabasalt) separated by banded iron formation (BIF); the nickel ores occur at the base of the fourth cycle in contact with underlying BIF, while the lower three cycles are barren. In their study of ore-bearing and barren serpentinites from Fortaleza de Minas, OOSTINDIER et al. (1990) have shown that a) Ni mineralization is associated with Fe–Cr–Ti–enriched ultramafics, b) there is no distinct Ni depletion in the Ni sulfide-bearing serpentinites compared to the barren ones and c) the ore-bearing serpentinite has 0.2 wt. % sulfur as against 0.04 in barren serpentinites. These observations lead us to raise two questions : firstly, if sulfur assimilation from underlying rocks has occurred, why do the ores occur selectively in the fourth and uppermost cycle leaving the first three cycles barren ? Secondly, the lack of nickel depletion does not seem to support the hypothesis that the komatiite lavas supplied the nickel and the sulfur was assimilated by thermal erosion to form the nickel sulfide ores.These considerations are consistent with the opinion of BRENNER et al. (1990) regarding ore formation, although the channels where the ores were deposited may have been formed by thermal erosion.

In order to determine the source and origin of sulfur in the O'Toole Ni sulfides, sulfur isotopes were analysed in massive sulfide, matrix ore, stringer and breccia ore in volcanic rocks and BIF from the main ore horizon; as reported by BRENNER et al. (1990), the main ore minerals in order of abundance are pyrrhotite, pentlandite and chalcopyrite. The $\delta^{34}S$ values of the O'Toole ores are relatively heavy (Fig. 1) when compared to other komatiite localities, but fall in a narrow range, the BIF and volcanic rocks being very similar. Such heavy values indicate crustal contamination (see *e.g.* OHMOTO, 1986), though not necessarily at the extrusion level. Rather, the Morro do Ferro lavas may have been contaminated on their way through older crust as at Kambalda, although evidence for this is not yet at hand. Furthermore, it is possible that the stringer and fracture-filling Ni-Cu sulfides in the BIF resulted from mobilization of primary matrix and interstitial ores during the deformation of the whole sequence, and this could account for the similarity of their $\delta^{34}S$ values. These considerations seem to support a magmatic origin for the sulfur of the Ni–Cu ores.

[1]Instituto de Geociencias, UNICAMP, Campinas, Brazil.
[2]Department of Physics and Astronomy, University of Calgary, Canada.

An alternative hypothesis, leading to the sediment sulfur assimilation model, can be envisaged in the light of arguments put forward by OHMOTO & FELDER (1987) to support the process of bacterial reduction of sulfates in warmer Archean oceans. Bacterial sulfate reduction, however, results in lighter and negative $\delta^{34}S$ depending directly on the biochemistry of ancient oceans (SCHIDLOWSKI et al. 1983). As a result, for sediment sulfides to have heavy isotope values, one would have to assume even heavier values in the ocean water sulfate.On the other hand, if thermal erosion and sediment sulfur assimilation did occur, it is not certain whether this could contribute the bulk of sulfur compared to a magmatic source, as pointed out by NALDRETT (1989).

Aknowledgments A.C. is grateful for financial support to FAEP-UNICAMP and to the Department of Physics and Astronomy, University of Calgary, where he analysed the samples; the samples were kindly supplied by G. Gomes and T.L.Brenner of RTZ Mineração Ltda.

References

BRENNER, T.L.; TEIXEIRA, N.A.; OLIVEIRA, J.A.L.; FRANKE, N.D.; THOMPSON, J.F.H. 1990. The O'Toole nickel deposit, Morro do Ferro greenstone belt, Brazil. Econ. Geol. **85**: 904–920.

CLAOUÉ-LONG, J.C. & NESBITT, R.W. 1985. Contaminated komatiites. Nature, **313**: 247.

DONNELLY, T.H.; LAMBERT, I.B.; OEHLER, D.Z.; HALLBERG, J.A.; HUDSON, D.R.; SMITH, J.W.; BAVINTON, O.A.; GOLDING, L. 1977. A reconnaissance study of stable isotope ratios in Archaean rocks from the Yilgarn Block, Western Australia. J. Geol. Soc. Aust. **24**: 409–420.

GROVES, D.I.; KORKIAKOSKI, E.A.; MCNAUGHTON, N.J.; LESHER, C.M.; COWDEN, A. 1986. Thermal erosion by komatiites at Kambalda, Western Australia, and the genesis of nickel ores. Nature, **319**: 136–139.

HUPPERT, H.E.; SPARKS, R.S.J.; TURNER, J.S.; ARNDT, N.T. 1984. Emplacement and cooling of komatiite lavas. Nature, **309**: 19–22.

NALDRETT, A.J. 1981. Nickel sulfide deposits : classification, composition and genesis. Econ. Geol. **75**th Anniv. vol. 628–685.

NALDRETT, A.J. 1989. Magmatic sulfide deposits. Oxford Univ. Press.

OHMOTO, H. 1986. Stable isotope geochemistry of ore deposits in Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes, Min. Soc.Amer. J.W.Valley, H.P.Taylor Jr. and J.R.ONeil (ed.), 491–556.

OHMOTO, H. & FELDER, R. 1987. Bacterial activity in the warmer sulphate-bearing, Archaean oceans. Nature, **328**: 244–246.

OOSTINDIER, J.; VRIEND, S.P.; HUIJSMANS, J.P.P.; TAUFEN, P.M. 1990. Weathered, Ni-sulfide ore-hosting and barren serpentinites in the Fortaleza de Minas greenstone belt, Minas Gerais, Brazil : A rock geochemical study. Chem. Geol. **81**: 209–220.

SCHIDLOWSKI, M.; HAYES, J.M.; KAPLAN, I.R. 1983. Isotopic inferences of ancient biochemistries : carbon, sulfur, hydrogen and nitrogen – in Earth's Earliest Biosphere, Princeton Univ. Press, J.W.Schopf (ed.), 149–186.

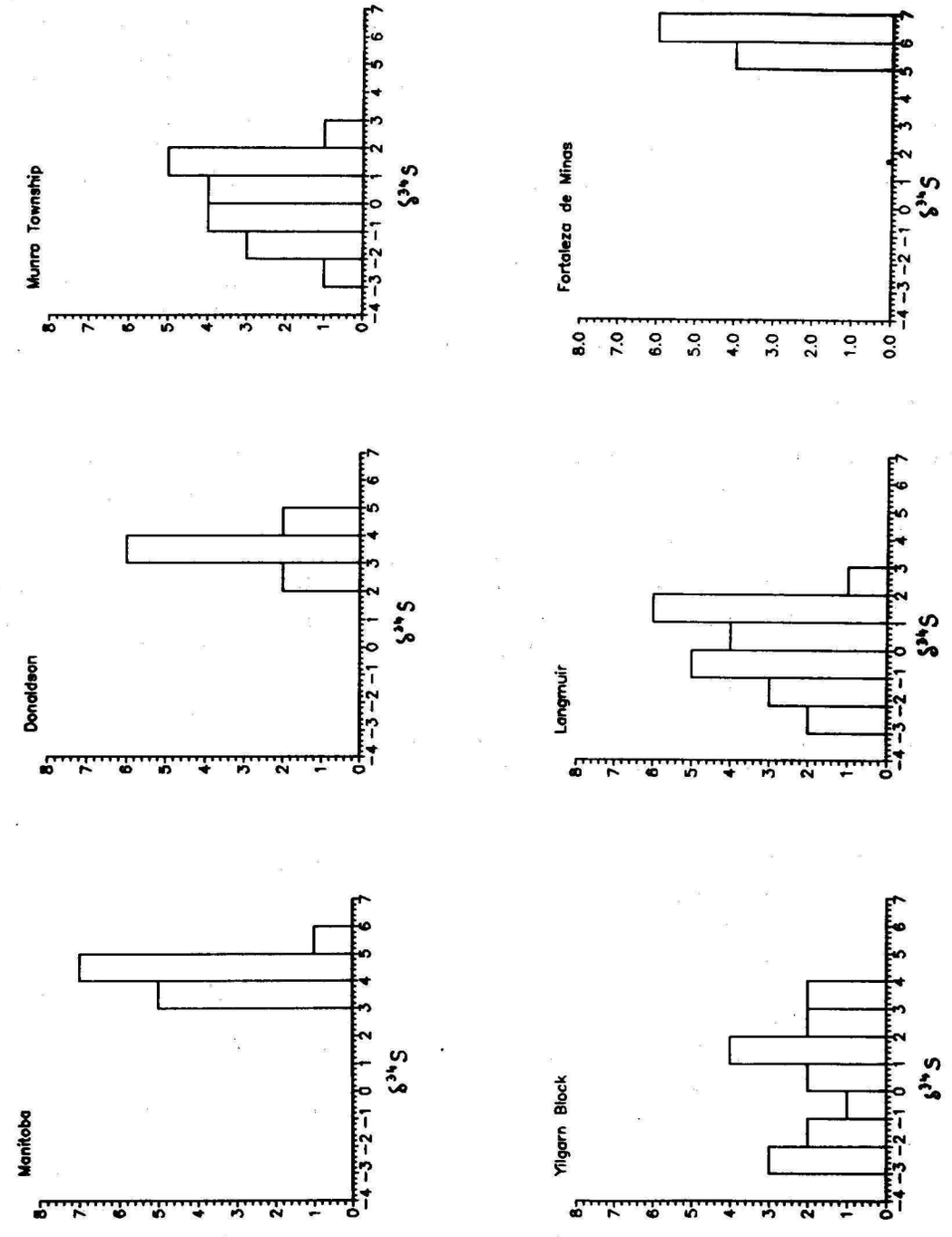


Figure 1. Comparison of sulfur isotope ratios in komatiite-hosted nickel sulfides from DONNELLY *et al.* (1977), NALDRETT (1981); OHMOTO (1986) with those of Fortaleza de Minas.

CORPOS MÁFICO-ULTRAMÁFICOS COM OCORRÊNCIA DE CROMITA NA REGIÃO DE SERRANÓPOLIS, MG

Ludmila M. Motta Pereira[1]
Marilusa P. C. Lacerda[2]

1. Introdução.

Análises petrográficas integradas às atividades de mapeamento (escala 1:50.000), realizadas pela Companhia Mineradora de Minas Gerais — COMIG, na região de Serranópolis, município de Porteirinha, norte de Minas Gerais, resultaram na individualização de unidades litológicas, agrupadas em grandes domínios de ocorrência: Unidade gnáissica-migmatítica; Unidade máfica-ultramáfica; e granitóides (composição intermediária predominante).

O presente trabalho, relata a caracterização petrográfica das litologias da Unidade máfica-ultramáfica, e a ocorrência de cromita relacionada à mesma.

2. Feições gerais.

As litologias da Unidade máfica-ultramáfica ocorrem em pequenos corpos, lenticulares a amendoados, de dimensões variáveis, nem sempre mapeáveis na escala do trabalho. Tais corpos foram interpretados como *pods* na estruturação tectônica da área, carcterizada pela presença de zonas de cisalhamento dúcteis, de espessuras variáveis (PENHA *et al.* 1991).

As litologias da Unidade Máfica-Ultramáfica são representadas por meta-anortositos, meta-gabros, meta-piroxenitos, esteatitos e serpentinitos. Cromita ocorre principalmente nos esteatitos/serpentinitos em níveis estratiformes milimétricos a centimétricos, por vezes alternados, sugerindo aleitamento ígneo original. Em alguns afloramentos, verifica-se variação composicional deste mineral, caracterizando a série cromita-magnesiocromita-ferrocromita-magnetita.

3. Microscopia.

3.1. Meta-anortositos.

Constituem-se por porfiroclastos xenomórficos a hipidiomórficos de plagioclásio (andesina), geralmente deformados e substituídos por feldspato potássico, e subordinadamente epidoto e sericita. Associam-se concentrações irregulares de hornblenda-edenita/tremolita-actinolita e biotita além de seus produtos de substituição mineralógica (epidoto, titanita, ilmenita/hematita e clorita). Venulações e *porções* irregulares preenchidas por agregados recristalizados a quartzo, ocorrem preferencialmente nos interstícios. Localmente, observa-se agregados de cristais idiomórficos a plagioclásio. Nas zonas de cisalhamento, quando a alteração hidrotermal é pronunciada, estas rochas passam a epidositos associados a opacos (magnetita, ilmenita e sulfetos subordinados), podendo individualizar níveis centimétricos alternados.

3.2. Meta-gabros.

Constituem-se por cristais hipidiomórficos a xenomórficos de clinopiroxênio (diopsídio-augita), em associação/intercrescimento com cristais hipidiomórficos, por vezes semi-radiados, de plagioclásio. Mostram processos de substituição mineralógica seletiva a pronunciada, evidenciados principalmente por micro-agregados recristalizados a néo-recristalizados a epidoto, clorita, quartzo, mica branca, e anfibólios. Nas zonas de cisalhamento estas rochas passam a constituir xistos miloníticos/ultramiloníticos, de mineralogia variada.

3.3. Meta-piroxenitos.

Constituem-se por agregados recristalizados de hornblenda, resultantes de pseudomorfose parcial a total de piroxênios (diopsídio-augita e bronzita), caracterizando textura cumulática original. Preenchendo os interstícios, ocorrem cristais xenomórficos de bordas corroídas de plagioclásio pós-cúmulus.

[1]Cia. Mineradora de Minas Gerais - COMIG
[2]Cia. Mineradora de Minas Gerais - COMIG

4. Esteatitos/serpentinitos.

Constituem-se por agregados poliminerálicos de talco fibroso e lamelar, clorita (clinocloro, peninita a kotschubeíta), carbonato, tremolita/actinolita e serpentina. Estes dois últimos quando associados/intercrescidos, mostram substituição do tipo concêntrica, sugestiva de pseudomorfose total de mineral/minerais cúmulus.

A cromita (magnesiocromita) ocorre em cristais arredondados e fraturados (dimensões de 0,03 mm até 0,75 mm), por vezes com pseudomorfose parcial a total para ferrocromita e magnetita.

Sulfetos (pirita com exsoluções de calcopirita e/ou pirrotita), constituem minerais traços, disseminados na rocha, e raramente associados à cromita. A distinção microscópica entre esteatitos e serpentinitos, se faz através de variação nas proporções de serpentina, talco e carbonato.

Baseado nos dados até então disponíveis, os corpos máfico-ultramáficos aflorantes na região de Serranópolis, caracterizam uma provável sequência estratiforme com diferenciação litológica, e composição variando de gabróica-anortosítica a peridotítica-piroxenítica.

Referências

CHRISTOPHE DA SILVA, J.C. 1989. Dossiê Técnico da Região 7 (Rio Pardo de Minas), Belo Horizonte, METAMIG, 68 p., (Relatório Interno).

DRUMOND, J.B.V. *et al.* 1980. Projeto Porteirinha - Monte Azul. Relatório Final, Volume 1, CPRM.

PENHA, U.C. *et al.* 1991. Dados Preliminares Sobre a Estruturação da Borda Oeste do Espinhaço na Região de Serranópolis – MG. Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 6, Ouro Preto. R. Esc. de Minas, Ouro Preto, 4 (1 e 2): 78-81, jan./jun. 1992.

PEREIRA, L.M.M. & LACERDA, P.C. 1991. Petrografia Preliminar do Projeto Serranópolis — Ouro, Belo Horizonte. COMIG, 21 p., (Relatório Interno).

A MINA DE CAUÊ: DEFORMAÇÃO E CONTROLE ESTRUTURAL DA MINERALIZAÇÃO AURÍFERA

G.R. Olivo[1]
M. Gauthierv[1]
M. Bardoux[1]
E. Leão de Sá[2]
J.T.F Fonseca[2]
F.C. Santana[2]

1. Introducão.

A geologia estrutural do Distrito de Itabira, que compreende a Mina de Cauê, tem sido objeto de estudo desde a década de 50 (DORR & BARBOSA 1963; CHEMALE JR. & QUADE 1986; e CHEMALE JR. *et al.* 1987). Em cada trabalho foi apresentada uma proposta de evolução tectônica diferente.

Com a retomada da extração seletiva do ouro na Mina de Cauê, novos estudos estruturais foram empreendidos com vistas a conhecer o controle estrutural da mineralização aurífera, quer seja na microescala (POLÔNIA & SOUZA 1988) ou na meso-escala (LEÃO DE SÁ & BORGES 1991). Esses trabalhos mostraram que o ouro ocorre em zona de cisalhamento na Jacutinga e que os teores mais elevados em ouro encontram-se em veios de quartzo e hematita, controlados pela lineação de estiramento N80E/22.

Nossa pesquisa consiste em revisar e detalhar os estudos anteriores, com vistas a propor um modelo genético para a mineralização aurífera da Mina de Cauê. Nesse simpósio apresentaremos uma síntese dos dados estruturais obtidos.

2. Geologia da mina: unidades geológicas e metamorfismo.

Na Mina de Cauê quatro unidades geológicas foram reconhecidas: (1) Sequência Vulcano-Sedimentar-SVS, (2) Formação de Ferro, (3) Quartzito; (4) Rochas Intrusivas Básicas. Os contatos entre as diferentes unidades são tectônicos por falhas inversas ou de empurrão. A unidade (1) é correlacionada por DORR & BARBOSA (1963) ao Supergrupo Rio das Velhas e a (2) e (3) ao Supergrupo Minas. As rochas, atribuídas ao Grupo Caraça pelo mesmo autor, estão sendo interpretadas no nosso trabalho como *melange* tectônica.

O metamorfismo na formação ferrífera atingiu temperaturas de 610°C (HOEFS *et al.* 1982) e as associações metamórficas nas intrusivas e nas rochas da SVS denotam retrometamorfismo na fácies xisto verde.

3. Estrutura.

Na Mina de Cauê, três fases de dobramentos foram identificadas, assim como importantes falhas inversas e de empurrão e *boudins*.

3.1. Estruturas e Texturas D1.

As dobras D1 são apertadas a isoclinais e em bainha, com lineação de estiramento (Le) e foliação milonítica (S1) associadas.

As dobras em bainha são bem desenvolvidas na formação de ferro, especialmente no setor central da Mina. Na escala macroscópica observa-se grandes corpos de hematita compacta no centro das dobras em bainha e corpos de intrusivas bordejando a mesma estrutura, sugerindo a intrusão pré- a sintectônica a D1 desses corpos básicos. Na meso- e micro-escala as dobras em bainha são ao mesmo tempo intrafoliais e dobram o bandamento composicional. O eixo maior

[1] (UQAM-Canadá)
[2](CVRD-Brasil)

das dobras em bainha é paralelo à lineação de estiramento. O plano de achatamento é paralelo a foliação milonítica S1. Na SVS as dobras D1 são isoclinais, sem formarem bainhas.

A lineação de estiramento (Le) é mais proeminente na formação ferrífera e é definida pela orientação de hematita e ouro. Nas intrusivas Le é marcada pela hornblenda e ilmenita. Le tem atitude geral 15–25/ENE.

A foliação S1 é penetrativa em todas as unidades e é tipicamente paralela ao bandamento composicional.

3.2. Estruturas e Texturas D2.

As dobras D2 são também isoclinais com ligeiro espessamento de charneira e atenuação de flanco. A L2 é uma lineação de eixo de dobras parasíticas e é geralmente paralela a Le. A foliação S2 é uma foliação de transposição. somente localmente foram observadas S2 de Plano Axial, mas não é penetrativa.

3.3. Estruturas e Texturas D3.

As dobras D3 são abertas com crenulação associada. A foliação S3 é uma clivagem de crenulação e L3 é o eixo de crenulação, com direção aproximadamente NS. Veios de tensão com quartzo, hematita e talco são associados à D3.

3.4. *Boudins*.

Boudins de hematita e quartzo ocorrem em todas as escalas. Eles estão geralmente no plano de S1 e são paralelos a Le.

3.5. Falhas [illegible]ersas e de empurrão.

Essas falhas segmentam todo o empilhamento estratigráfico. Como elas exibem estrias precoces E-W e sua superfície corta S1 , mas é cortada por dobras D1 e D2, elas estão sendo interpretadas como sin-tectônicas a essas duas fases de dobramento. Essas falhas foram também remobilizadas durante D3, como evidenciam estrias tardias NS.

4. Mineralização aurífera.

Cinco corpos de minério tem sido explotados na Mina de Cauê: Corpo Y, Corpo X, Aba Leste, Aba Norte e Central. As concentrações mais elevadas de ouro ocorrem nos *boudins* de quartzo (Corpo Y) e hematita (Corpo X, Aba Leste, Aba Norte e Central) hospedados pela Jacutinga (que é a formação de ferro hidrotermalizada). Esses *boudins* são subconcordantes à concordantes à foliação milonítica S1 e paralelos a Le. Essas feições sugerem que a formação desses corpos é sin-tectônica a D1.

O ouro ocorre: (1) como partículas livres ou como inclusões em turmalina no centro de microdobras em bainha desmembradas; (2) grãos estiradados paralelos a S1; (3) como inclusões em quartzo, hematita, martita orientados segundo S1; (4) partículas livres ou inclusões em *boudins* de quartzo paralelos a S1; (5) partículas livres no plano de transposição S2; (6) bordejando minerais de paládio.

5. Discussão e conclusão.

As relações de campo e as texturas permitem caracterizar a deformação das rochas da Mina de Cauê como de natureza dúctil, formadas em condições de cisalhamento não-coaxial (COBBALD & QUINQUIS 1980; BERTHÉ & BRUN 1980), progressivo e de alta taxa de deformação durante D1 ($T > 10$), COBBALD & QUINQUIS 1980; SKJERNAA 1989). O sentido do cisalhamento é em direção à oeste, e a formação de ferro é interpretada como uma zona de *decollement*, sendo portanto alóctona.

As relações estruturais e texturais também mostram que a concentração econômica do ouro se deu durante o evento cisalhante D1 e que houve remobilização durante a deformação progressiva D2.

O modelo genético proposto é de infiltração do fluido mineralizante nos planos permeáveis desenvol[illegible]idos durante a primeira fase de cisalhamento, D1, contemporânea ao *decollement* da formação ferrífera. A precipitação do ouro foi causada por flutuações nas condições mecânicas

e físico-químicas do sistema hidrotermal. O ouro e paládio precipitados, assim como os *boudins* e a Jacutinga foram rotacionados e estirados paralelos à Le. Com evolução da deformação progressiva o ouro foi remobilizado nos planos de transposição de S2. Durante a deformação D3, em níveis crustais menos profundos, não houve remobilização do ouro.

Agradecimentos: Ao CNPq pelo financiamento dos estudos da primeira autora; A CVRD pelo apoio logístico durante os trabalhos de campo; Ao FCAR-Quebec pelo apoio financeiro à pesquisa.

Referências

BERTHÉ, D. & BRUN, J.P. 1980. Evolution of folds during progressive shear in the South Amorican Shear Zone, France. J. Struct. Geol., 2(I-II): 127–133.

CHEMALE JR., F. & QUADE, H. 1986. Estratigrafia e Geologia Estrutural do Distrito Ferrífero de Itabira. Anais do Cong. Bras. Geol., 34, SGB, Goiânia, 2: 987–998.

CHEMALE JR., QUADE, H.; CARBONARI, F.S. 1987. Economic and Structural Geology of the Itabira Iron District, Minas Gerais, Brazil. Sent. Geol. Pal., 1: 743–752.

COBBALD, P.R. & QUINQUIS, H. 1980. Development of sheath folds in shear regimes. J. Struct. Geol., 2: 119–126.

DORR, J.V.N. & BARBOSA, A.L.M 1963. Geology and ore deposits of the Itabira District, Minas Gerais, Brazil. U.S. Geol. Survey Prof. Paper, 341C, 110p.

HOEFS, J.; MULLER, G.; SCHUSTER, A.K. 1982. Polymetamorphic Relations in Iron Ores from Iron Quadrangle, Brazil: the correlation of Oxygen Isotope Variations with deformation History. Contr. Min. Petr. (79): 241-251.

LEÃO de SÁ, E. & BORGES, N.R.A. 1991. Gold mineralization in the Cauê e Conceição iron ores mines-Itabira-MG. Field guide book of Brazil Gold91: An International Symposium on the Geology of Gold. Edited by R. Fleisher, J.H. Grossi Sad, K. Fuzikaua e E.A. Ladeira. Belo Horizonte, p. 74-85.

POLÔNIA, J.C. & SOUZA, A.M.S. 1988. O comportamento em Microescala do Ouro no Minério de Ferro de Itabira, Minas Gerais. Anais do Congr. Bras. de Geol., 35, Belém , SBG, p. 58–69.

SKJERNAA, L. 1989. Tabular folds and sheath folds: definitions and conceptual models for their development, with examples from the Grapesvare area, northern Sweden. J. Struc. Geol., 11(6): 689–703.

DADOS GEOCRONOLÓGICOS DE PEGMATITOS DA BORDA ORIENTAL DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO

Vitória R. P. da R. O. Marciano[1]
Darcy P Svisero[2]
José M. Correia Neves[3]

1. Introdução.

Os pegmatitos da porção centro-ocidental da Província Pegmatítica Oriental (PPO) são corpos que apresentam mineralogia simples. São portadores de berilo e niobio-tantalatos e classificados como muscovíticos devido ao baixo conteúdo em álcalis raros. Encontram-se encaixados em rochas gnáissicas da suíte Guanhões, em sua quase totalidade. Quanto às dimensões, 60 a 65% deles são médios, com 15 a 50 metros, apresentando textura de média a grossa e estrutura zonada (MARCIANO *et al.* 1992a e b).

2. Corpos amostrados e resultados.

Dentre as fases minerais, as muscovitas foram as escolhidas por serem encontradas em todos os pegmatitos, apresentando-se desprovidas de alteração e aparecem, por vezes, em grandes livros de 20 a 30 cm. Quatro amostras foram análisadas pelo método K/Ar no laboratório de Geocronologia da USP. Os dados referentes à localização das amostras com coordenadas geográficas, bem como aqueles relativos aos padrões utilizados, percentagem em peso de K e Ar e às idades são encontrados na tabela 1. A localização dos pegmatítos amostrados refere-se no mapa 1.

3. Interpretações dos resultados.

Os dados referidos anteriormente, associados a outros já divulgados (CORREIA NEVES *et al.* 1986) permitem interpretações de relacionamento dos pegmatitos desta área com outros da Província Pegmatítica Oriental, ou mesmo de outras províncias em Minas Gerais.

As datações de minerais de pegmatitos tanto pelo método Rb/Sr como K/Ar apresentam idades que variam entre 460 a 580 Ma, estando assim relacionadas ao evento termal que ocorreu há cerca de 500 Ma. As idades obtidas pelo método Rb/Sr em mica e feldspato de lavras da região de Governador Valadares são de 497 ± 13 Ma e 501 ± 14 Ma MARCIANO (1985), se mostrando um pouco menores do que as da região em estudo. A maioria dos dados provenientes da aplicação do método Rb/Sr apresenta idades maiores do que aquelas obtidas através da metodologia K/Ar.

HERZ (1970) analisou um feldspato amazonita de um pegmatito do município de Rio Piracicaba, e também duas amostras de micas (biotita e muscovita) obtidas a partir do Granito Borrachudos (corpo Peti, São Gonçalo), a primeira pelo método Rb/Sr enquanto as duas últimas por K/Ar, encontrando para a primeira 545 Ma, para a segunda 460 Ma e 450 Ma para a terceira.

O termo província utilizado por PAIVA (1946), quando da descrição dos corpos aflorantes em Minas Gerais e sul da Bahia com ênfase geografica, passa a ter conotação genética no sentido de GINSBURG *et al.* (1979), como já se referiu anteriormente (CORREIA NEVES *et al.* 1986 e 1987).

HERZ (1970) estudando um gnaisse de composição granodiorítica, grosseiramente bandado proveniente de Itabira obteve idade Rb/Sr de 1.640 ± 2 Ma, enquanto MACHADO *et al.* (1989) utilizando o método U/Pb em zircões de metamagmatitos da região de Conceição do Mato Dentro chegaram à idade de 1.715 ± 2 Ma. Essa deve ser a provável idade do magmatismo

[1]Centro de Pesquisa Prof. Manoel Teixeira da Costa — I.G.C. — UFMG
[2]Instituto de Geociências–USP
[3]Departamento de Geologia — I.G.C. — UFMG

ácido da região em estudo e que originou corpos graníticos extensos hoje transformados em ortognaisses.

Análise em feldspato potássico oriundo do Granito Borrachudos do Corpo Peti em São Gonçalo forneceu a idade Rb/Sr de 1.230–60 Ma, que foi interpretada pelo autor (HERZ 1970) como o período do tempo geológico em que se deu a intrusão granítica.

Com os dados relacionados neste trabalho pode-se inferir que a ordem provável de formação dessas rochas é a seguinte:

1) 1.640 ± 100 Ma a 1.715 ± 2 Ma magmatismo ácido que afetou as rochas, prováveis encaixantes dos pegmatitos.
2) 1.230 ± 60 Ma período em que foram geradas as intrusões dos Granitos Borrachudos.
3) 460 Ma a 580 Ma — evento termal que afetou toda a Província, gerando material pegmatítico.
4) As considerações anteriores referem-se à PPO. Esta última é cronológica e metalogeneticamente diferente da de São João Del Rei, no extremo sul do Cráton São Francisco do início do Proterozóico (CORREIA NEVES *et al.* 1986 e 1987).

Agradecimentos: Os autores agradecem a todas as pessoas e instituições que tornaram possível a realização deste trabalho, em especial ao CNPq pela bolsa de iniciação científica dada ao estudante Júlio Cézar Romeiro e à FAPEMIG pelo auxílio concedido para o desenvolvimento das atividades de pesquisa.

Referências

CORREIA NEVES, J. M. ; PEDROSA SOARES, A.C.; MARCIANO, V.R.P.R.O. 1986. A Província Pegmatítica Oriental do Brasil à luz dos conhecimentos atuais. Rev. Bras. Geoc., 16(1): 106–118.

CORREIA NEVES, J.M.; PEDROSA SOARES, A.C.; MARCIANO, V.R.P.R.O.; MONTEIRO, R.L.B.P.; FERNANDES, M.L.S. 1987. Granitoids and pegmatites from the northern section of the eastern Brazilian pegmatite province. ISGAM (1987), Excursion Guides Book, 124–144.

HERZ, N. 1970. Gneissic and igneous rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil, USGS, Prof. Paper, 641–a, 58p.

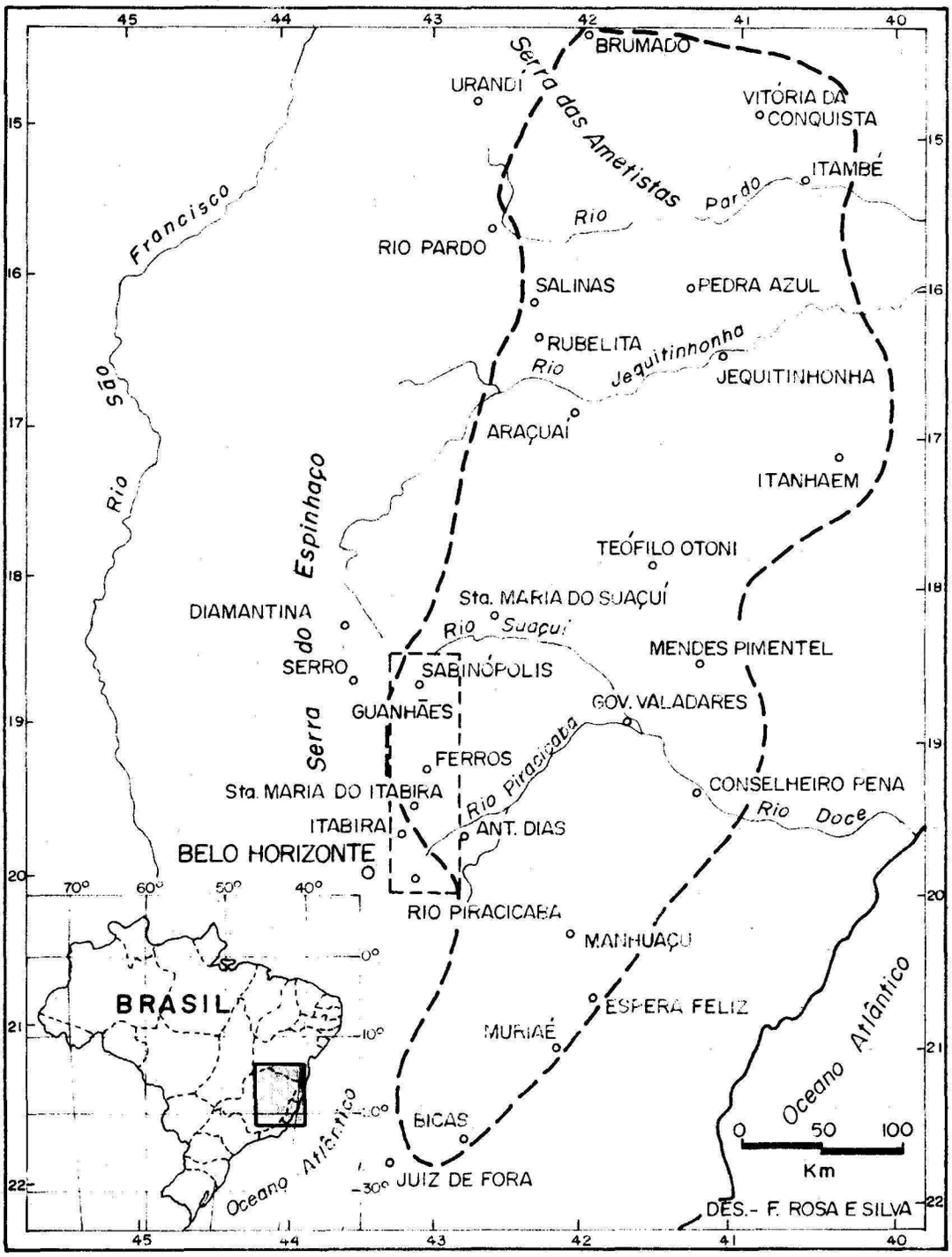
MACHADO, N.; SCHRANK, A.; ABREU, F.R.; KNAUER, L.G.; ALMEIDA ABREU, P.A, 1989. Resultados preliminares da geocronologia U–Pb na Serra do Espinhaço Meridional. In: Simp. Geol. MG/Simp. Geol. Brasília, 5/1, Belo Horizonte, SBG, Bol. v.10, 171–174.

MARCIANO, V.R.P.R.O. 1985. Contribuição à Mineralogia e geoquímica de corpos pegmatíticos da região de Governador Valadares, MG, São Paulo, I.G., 198p (dissertação de mestrado).

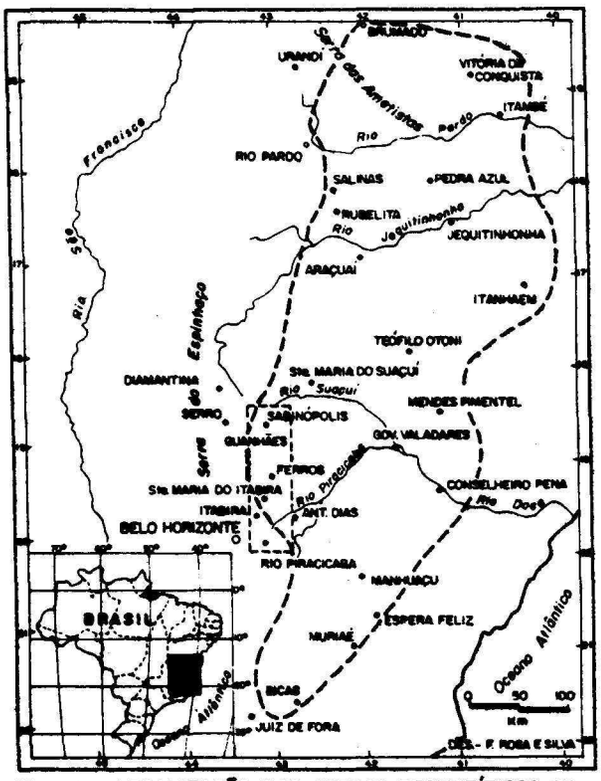
MARCIANO, V.R.P.R.O.; CORREIA NEVES, J.M.; SVISERO, D.P.; QUINTÃO, N.H.; SILVA, L.C.T. 1992a. Pegmatitos do bordo sudeste do Cráton Sanfranciscano, em Minas Gerais: Características morfológicas e mineralógicas.REM., 45 (1 e 2): p.199–200.

MARCIANO, V.R.P.R.O.; CORREIA NEVES, J.M.; SVISERO, D.P.; CASTILHO, D.L.; ROMEIRO, J. C.P.: FARIA , L.F. 1992b. Classificação dos corpos pegmatíticos do borda oriental do Cráton Sanfranciscano, através do estudo das moscovitas. In: Congr. Bras. Geol., 37º, São Paulo, 1992. Anais... São Paulo, SBG, 1992, v.1, p.5–6.

PAIVA, GLYCON 1946. Províncias Pegmatíticas do Brasil, Rio de Janeiro. DNPM/DFPM. 1946, p.13–21. (Boletim 78).



Mapa 1 LOCALIZAÇÃO DOS CORPOS PEGMATÍTICOS DA PORÇÃO CENTRO-OESTE DA PROVÍNCIA PEGMATÍTICA ORIENTAL (Modificado de PUTZER, 1976)



Mapa 1 LOCALIZAÇÃO DOS CORPOS PEGMATÍTICOS DA PORÇÃO CENTRO-OESTE DA PROVÍNCIA PEGMATÍTICA ORIENTAL (Modificado de PUTZER, 1976)

Tabela 1. Dados geocronológicos de corpos pegmatíticos da porção centro-oeste da Província Pegmatítica Oriental.

Nº de Ordem	SPK	Nº CPMTC / UFMG	Litologia	Material	Localização
1	7046	5152 Mos	Pegmatito	Muscovita	Fazenda Córrego do Feijão, Serra Azul,.
2	7075	4596 Mos	Pegmatito	Muscovita	Grota da Generosa, Sabinópolis,.
3	7045	5061 Mos	Pegmatito	Muscovita	Lavra do Morro Escuro, Santa Maria de Itabira.
4	7045	4847 Mos	Pegmatito	Muscovita	Fazenda Pé da Serra, Rio Piracicaba,.

Nº Ordem	Coordenadas Geográficas	% K	Erro	$Ar^{40}_{10[-6]}$ *ARD*	% Ar atm	Idade (M.a)	Erro (M.a)
1	18° 25′ 30″ S 43° 07′ 15″ W	8,4205	5,4078	188,65	5,20	502,1	30,7
2	18° 41′ 15″ S 43° 12′ 25″ W	7,7185	1,1614	184,64	6,54	529,9	13,2
3	19° 23′ 50″ S 43° 05′ 10″ W	7,9326	0,5000	185,36	10,02	519,1	10,1
4	19° 54′ 50″ S 43° 11′ 25″ W	7,9482	0,5000	188,20	13038	525,2	11,3

ASPECTOS MINERALÓGICOS E GEOQUÍMICOS DOS BERILOS DO PEGMATITO DO CRUZEIRO, SÃO JOSÉ DA SAFIRA, ESTADO DE MINAS GERAIS.

Júlio César-Mendes[1]
Darcy P. Svisero[2]

A Mina do Cruzeiro está situada no centro-nordeste do Estado de Minas Gerais, aproximadamente à 13,5km a norte da Cidade de São José da Safira. O local dista 430km de Belo Horizonte e pode ser alcançado facilmente por rodovias em sua maior parte pavimentadas.

O Pegmatito do Cruzeiro é um dos maiores produtores de turmalina do mundo. As turmalinas ali encontradas são consideradas entre as melhores do mundo. A mina está situada a noroeste da Província Mantiqueira (ALMEIDA *et al.* 1977), próximo ao limite dessa província com o Cráton do São Francisco. SILVA *et al.* (1978) observaram um cinturão de rochas do Proterozóico inferior, composto por gnaisses, gnaisses cataclásticos, gnaisses graníticos, xistos, migmatitos, charnoquitos, mármores e anfibolitos. Tal cinturão apresenta direção NNE, tendo como limite sudeste a cidade de Governador Valadares e a noroeste, a cidade de Itamarandiba. Estas rochas adentram a Folha SE-24: Rio Doce, da Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, e praticamente desaparece quando encontra a cidade de Padre Paraíso, a norte de Teófilo Otoni. SILVA *et al.* (1987), na elaboração da Folha SE-24: Rio Doce, do Projeto RADAMBRASIL, denominou a parte norte da Província Mantiqueira de Subprovíncia Médio Rio Doce. O embasamento desta subprovíncia seria constituído pelos Complexos Juiz de Fora, Pocrane e pelo Gnaisse Piedade.

O berilo é um dos minerais que permitem a caracterização geoquímica dos pegmatitos, além da identificação de agrupamentos pegmatíticos petrogeneticamente similares (CERNY 1975). Para CORREIA NEVES *et al.* (1984), as variações na composição química do berilo, principalmente nos seus teores em álcalis, estão correlacionadas com as características geoquímicas dos pegmatitos graníticos. Normalmente, o berilo azulado (água-marinha) está associado a pegmatitos não diferenciados ou nas zonas mais externas dos pegmatitos diferenciados e zonados, enquanto o berilo róseo (morganita), que é uma variedade rica em álcalis, ocorre sempre nas zonas mais internas dos pegmatitos diferenciados e zonados. Isto pode ser observado nos berilos da Mina do Cruzeiro, onde a variedade azulada ocorre na zona marginal, associado a quartzo, feldspato potássico, moscovita e turmalina negra, enquanto o berilo róseo ocorre na zona intermediária interna, principalmente, junto ao quartzo, albita, espodumênio, lepidolita e turmalina negra e corada.

O mineral-gema mais abundante na Mina do Cruzeiro é a turmalina. O berilo não é um mineral muito comum. Foi amostrado um berilo azulado na zona marginal e alguns pequenos cristais róseos de berilo, provenientes da zona intermediária interna (zona dos pockets ou caldeirões). Desses cristais foram obtidos diagramas de difração de raios X, análises químicas por meio de absorção atômica e microssonda eletrônica, além da determinação dos índices de refração. Nestas duas amostras de berilo foram feitas análises químicas por absorção atômica e por microssonda eletrônica e as análises obtidas em vários pontos estão representadas na Tabela 1. Os valores de a_o e c_o também podem ser vistos nesta tabela.

As análises químicas representadas na Tabela 1, mostram que os berilos do Cruzeiro são praticamente isentos de cromo, titânio e magnésio. Quanto às análises químicas, a morganita mostra teores baixo de FeO (0,031% em peso) e a água-marinha um teor médio mais alto e igual a 0,35% em peso. Já entre os álcalis, no berilo azulado da zona de borda do pegmatito tem-se um teor médio de 0,386% em peso, enquanto na morganita da zona dos caldeirões ou *pockets*, esse teor sobe para 2,039% em peso. Isto nos mostra que, além dos berilos dos pegmatitos

[1]DEGEO/UFOP
[2]IG/USP

Tabela 1. Análises químicas do berilo levemente azulado e róseo da mina do cruzeiro, obtidos por meio de microssonda eletrônica e por absorção atômica (*), além dos valores de parâmetros unitários, volume da cela unitária e os índices de refração.

	BERILO RÓSEO (MORGANITA)					BERILO AZULADO (ÁGUA-MARINHA)				
SiO_2	63,181	63,549	64,324	64,357	64,054	65,437	65,703	65,187	65,714	65,845
TiO_2	0,000	0,122	0,018	0,072	0,019	0,037	0,000	0,052	0,021	0,015
$Al2O_3$	18,574	18,862	18,062	18,746	18,598	19,110	18,944	18,824	18,080	19,226
$Cr2O_3$	0,000	0,086	0,000	0,000	0,031	0,000	0,000	0,034	0,000	0,000
FeO	0,006	0,000	0,080	0,000	0,069	0,266	0,419	0,406	0,395	0,251
MgO	0,114	0,089	0,000	0,074	0,007	0,076	0,078	0,069	0,091	0,165
CaO(*)	0,035	0,035	0,035	0,035	0,035	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003
MnO	0,091	0,003	0,009	0,008	0,091	0,122	0,056	0,130	0,101	0,046
K_2O (*)	0,027	0,027	0,027	0,027	0,027	0,012	0,012	0,012	0,012	0,012
Na_2O	1,138	0,879	1,238	1,101	0,922	0,510	0,415	0,489	0,496	0,445
Cs_2O	1,033	1,304	1,132	1,296	1,107	0,083	0,000	0,123	0,103	0,000
Li_2O(*)	0,615	0,615	0,615	0,615	0,615	0,086	0,086	0,086	0,086	0,085
Total	84,814	85,571	85,540	86,331	85,575	85,742	85,716	85,415	86,102	86,094
co	9,228Å					9,175Å				
ao	9,216Å					9,213Å				
V(Å)	783,814Å					778,866Å				
ne	1,582					1,578				
nw	1,590					1,584				

diferenciados apresentar um teor relativamente alto em álcalis, também existe um zoneamento desses elementos das zonas mais externas para os níveis mais internos do corpo pegmatítico.

Os parâmetros unitários dos berilos róseos e azulados da Mina do Cruzeiro são, respectivamente, a_o= 9,216 e 9,213; c_o= 9,228 e 9,175. O berilo róseo mostra um teor de álcalis cerca de 5 vezes maior que o berilo azulado e apresenta o maior valor de c_o. Os valores de Fe ou de Fe+Mg+Mn no berilo azulado é relativamente mais alto que no berilo róseo. Isto pode explicar os valores de a_o muito próximo nos dois berilos (SAMPAIO FILHO & SIGHINOLFI 1973). Porém, o que fica evidente na Tabela 1, é que o teor de impurezas na composição dos berilos, causa uma variação de a_o e c_o, que está diretamente ligado à mudança composicional ocorrida nos ambientes pegmatíticos.

CERNY & HAWTHORNE (1976) relacionam o teor de álcalis mais o cálcio com o índice de refração no do berilo, mostrando que, aproximadamente a 3% em peso da soma R2O + CaO existe uma inflexão na curva por eles construída. Nos dois berilos da Mina do Cruzeiro, obteve-se os valores de $n_e = 1,578$ e $n_o = 1,584$ para os cristais azulado e $n_e = 1,582$ e $n_o = 1,590$ para o cristal róseo. Quando são plotados os valores de n_o no gráfico obtido por CERNY & HAWTHORNE (1976), observa-se que existe concordância para os valores da soma R_20 + Ca0= 0,634 para o berilo azul e 2,907% em peso para o berilo róseo. Essa inflexão divide berilos de pegmatitos portadores de Li, de berilos de pegmatitos ricos em Li, Rb e Cs. Com relação ao Pegmatito do Cruzeiro, trata-se de um ambiente muito rico em boro e lítio, visto a grande quantidade de turmalinas e as imensas massas de ambligonita ali observadas.

O berilo da Mina do Cruzeiro ocorre na zona de borda, em cristais prismáticos de coloração azulada. apresentando baixo teor em álcalis (K+Na+Li+Cs = 0,386% em peso), e na zona intermediária interna ou zona dos caldeirões ou *pockets*, na forma de cristais tabulares róseos e enriquecidos em álcalis (K + Na + Li + Cs = 2,039% em peso). No início da cristalização do pegmatito, forma-se um berilo com teor de ferro relativamente alto e pobre em álcalis. Com o aumento do fracionamento e o enriquecimento do pegmatito em elementos raros, o berilo mostra uma coloração rósea, com baixo teor de ferro e alto teor de álcalis. Os berilos do Cruzeiro, na classificação de BEUS (1960) e modificada por CERNY (1975) estão encaixados nos grupos IV e V.

CERNY (1975) quantificou o teor de álcalis dos berilos e correlacionou os valores de Na/Li versus Cs, para representar o nível de fracionamento dos pegmatitos graníticos. Segundo esse autor, os pegmatitos graníticos seriam representados por quatro grupos: A – pegmatitos estéreis, portadores de Be, Nb, Ta e pobres em álcalis raros; B – pegmatitos com Be, Nb e Ta e enriquecidos em álcalis raros; C – pegmatitos com espodumênio e D – pegmatitos mineralizado em Li, Rb, Cs, Be e Ta. Os berilos da Mina do Cruzeiro, mostram valores médios de Na/Li = 2,179 e 6,952 e de Cs = 1,108 e 0,058% em peso, respectivamente para a morganita e água-marinha. Quando esses valores são plotados, observa-se que o berilo azul está contido no grupo A, enquanto o berilo róseo projeta-se no grupo C.

A partir desses resultados, observa-se que o berilo pode ser usado como um dos minerais-guias, para a determinação da potencialidade dos milhares de corpos pegmatíticos existentes na borda sudeste do Cráton do São Francisco.

Referências

ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: Simp. Geol. Nord., 1977, Campina Grande. *Atas...* SBG - Núcleo Nordeste, p. 363–391.

BEUS, A. A. 1960. Geochemistry of beryllium and genetic types of beryllium deposits. *Akademii Nauk SSSR Moscow* (transl. Freeman, São Francisco, 1967, 401p.

CERNY, P. 1975. Alkali variations in pegmatites beryl and their petrogenetic implications. *N. Jb. Miner. Abh.*, **123**(2): 198–212.

CERNY, P. & HAWTHORNE, F. C. 1976. Refractive indices versus alkali contents in beryl: general limitations and applications to some pegmatitic types. *Canad. Mineral.*, **14**: 491–497.

CORREIA NEVES, J. M.; MONTEIRO, R. L. B. P.; DUTRA, C. V. 1984. Composição química de berilos pegmatíticos do Brasil e seu significado petrológico e metalogenético. *Rev. Bras. Geoc.*, **14**: 137–146.

SAMPAIO FILHO, R. A. & SIGHNOLFI, G. P. 1973. Contribution to the crystal chemistry of beryl. *Contrib. Miner. Petrol.*, **38**: 279–290.

SILVA, A. S.; MIGNON, R. A.; NEVES, S. B.; LEÃO, E.; PIMENTEL, E. C. 1978. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo — Folha SE-23: Belo Horizonte. *DNPM/DGM, Brasília.*

SILVA, J. M. R.; LIMA, M. I. C.; VERONESE, V. F.; RIBEIRO Jr., R. N.; ROCHA, R. M.; SIGA Jr., O. 1987. Projeto RADAMBRASIL, Folha SE – 24: Rio Doce. *IBGE, Rio de Janeiro*, 34: 23–174.