Pesquisas em Geociências

http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias

Evolução Tectônica do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais - Um Modelo

Farid Chemale Jr, Carlos Alberto Rosiére, Issamu Endo Pesquisas em Geociências, 18 (2): 104-127, Set./Dez., 1991.

Versão online disponível em: http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/article/view/21350

Publicado por Instituto de Geociências



Informações Adicionais

Email: pesquisas@ufrgs.br

Políticas: http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/about/editorialPolicies#openAccessPolicy **Submissão:** http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/about/submissions#onlineSubmissions **Diretrizes:** http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/about/submissions#authorGuidelines

> Data de publicação - Set./Dez., 1991. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brasil

Evolução Tectônica do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais - Um Modelo

FARID CHEMALE JR.¹, CARLOS ALBERTO ROSIÈRE² E ISSAMU ENDO³

¹ Centro Tecnológico, UNISINOS, Av. Unisinos, 950 CEP 93020 - São Leopoldo, RS, Brasil
 ² Centro de Pesquisa Manoel Teixeira da Costa/IGC, UFMG. Pampulha CEP 30000 - Belo Horizonte, MG, Brasil
 ³ Escola de Minas/UFOP. Morro do Cruzeiro CEP 35400 - Ouro Preto, MG, Brasil

(Recebido em 30/09/91. Aceito para publicação em 05/02/92)

Abstract — The structural framework of the Quadrilátero Ferrífero is result of two main deformational events. The first one is an extensional event of Lower Proterozoic age (between 2100 and 1700 Ma, Transamazonian) which resulted in the uplift of the Archean granite-gneiss blocks and the nucleation of megasynclines in the overlying Rio das Velhas and Minas Supergroups strata. Such megasynclines are continuous with each other and are bordered by structural basement highs. At the contact between these units ductile-brittle to ductile extensional shear zones were developed. This tectonism is probably related to the evolution of a metamorphic core complex mechanism formed in the hinterland to the west of a Transamazonian collision zone. The second event is compressive and associated to the closure of the Pan-African-Brasiliano proto-ocean, situated to the east of Quadrilátero Ferrífero. During this event, a west-verging fold-and-thrust belt (FTB) developed, causing amplification, translation and rotation of the megasynclines. Pre-existing features were reactivated and new structures were formed, while the infracrustal blocks acted as obstacles to the collisional deformation in the QF. The FTB affected mainly the eastern portion of QF and obliterated many of the tectonic features of the extensional event.

Resumo — O presente trabalho tem como objetivo apresentar a evolução geológica do Quadrilátero Ferrífero (QF) cuja estruturação é bastante complexa. Essa estruturação resulta principalmente da ação de dois eventos deformacionais: o primeiro de caráter extensional e o segundo compressional, de idades do Proterozóico Inferior e Superior, respectivamente. O primeiro foi o responsável pela formação dos megassinclinais interconectados de Santa Rita, Dom Bosco, da Moeda e da Serra do Curral além dos soerguimentos dos complexos granito-gnáissicos de Santa Rita, Bonfim, do Bação, de Belo Horizonte e Caeté, os quais, em termos gerais, definiram o formato do QF. Durante esse evento foram desenvolvidas megazonas de cisalhamento extensional, identificadas ao longo do contato entre terrenos granito-gnáissicos e rochas supracrustais dos supergrupos Rio das Velhas e Minas. O evento extensional regional, possivelmente ligado a um choque de placas pode ter evoluído em um mecanismo do tipo *metamorphic core complex*, situado entre 2050 e 1700 Ma, no qual o QF se localizaria na posição de antepaís. Já o evento compressional principal, associado ao fechamento do proto-oceano Brasiliano/Africano a leste do QF, caracteriza-se por constituir a porção intermediária a distal de um cinturão de dobramento com vergência para W. Esse evento afetou principalmente a porção leste do QF, amplificando os megassinclinais, reaproveitando as descontinuidades previamente formadas e gerando novas estruturas.

INTRODUÇÃO

O Quadrilátero Ferrífero (QF) é uma das áreas mais investigadas no Brasil em termos geológicos. Como conseqüência, inúmeros trabalhos discorrendo sobre a estratigrafia, a geologia estrutural, a geologia econômica, a geoquímica e a geocronologia do mesmo foram elaborados e, de certa forma, contribuíram para um melhor conhecimento no que concerne à evolução geológica do QF e de suas adjacências. Apesar de alguns autores, como Dorr (1969), Ladeira & Viveiros (1984), Marshak & Alkmim (1989), terem publicado sínteses a respeito da estratigrafia, da tectônica e da evolução geológica do QF, nota-se que há divergências acentuadas quanto à delineação de seu arcabouço estrutural e sua estratigrafia.

O presente trabalho tem como objetivo apresentar um modelo evolutivo sobre o QF e suas adjacências (Fig. 1), o qual fundamenta-se na análise estrutural qualitativa clássica (Turner & Weiss, 1963; Hobbs *et al.*, 1976), na geometria de zonas de cisalhamento (rampas frontal, oblíqua e lateral), na atuação das componentes de cisalhamento diferencial ao longo do plano de deslocamento em zona de falha, transpressão e transtração, associadas às zonas de falhamento e nas condições de contornos (embasamento e altos estruturais pré-deformação e suas descontinuidades). Ao final, tentar-se-á estabelecer o elo de ligação entre as unidades do QF, do Espinhaço Meridional e da Bacia do São Francisco, dentro do contexto da inversão tectônica ocorrida no Ciclo Brasiliano (final do Proterozóico Superior).

Os dados aqui expostos resultam de trabalhos geológico-estruturais de caráter regional, de semidetalhe e detalhe desenvolvidos por estes autores, ao longo da década de 80, bem como da compilação de estudos disponíveis sobre o QF. O número de atitudes planares e lineares utilizadas para compor os mapas geológico-estruturais ultrapassa 40.000 medidas.

GEOLOGIA REGIONAL

O contorno do QF é definido pelos sedimentos do Supergrupo Minas, uma cobertura plataformal do Prote-



Figura 1 — Mapa geológico simplificado das porções sul do Craton São Francisco e noroeste da Província Mantiqueira (modificado de Mascarenhas *et al.*, 1984). 1 — Província Mantiqueira com granitos brasilianos; 2 — Grupo Bambuí; 3 — Grupo Salinas; 4 — Grupo Macaúbas; 5 — Supergrupo Espinhaço; 6 — Minas Supergrupo; 7 — *greenstone belts* arqueanos; 8 — terrenos granito-gnáissicos arqueanos e transamazônicos; 9 — cidades; 10 — empurrões.

rozóico Inferior (Figs. 2 e 3). Em termos geotectônicos, o QF encontra-se inserido no extremo sudeste do Cráton São Francisco (CSF; Almeida, 1977), cuja região é composta basicamente de: a) terrenos granito-gnáissicos arqueanos e transamazônicos, b) greenstone belts arqueanos, c) seqüências supracrustais do Proterozóico Inferior, Médio e Superior (Fig. 1). Os terrenos granito-gnáissicos (TGG's), que localizam-se nas imediações do QF e apresentam-se em alguns casos como estruturas dômicas, consistem em gnaisses polideformados, metatonalitos a metagranitos, migmatitos, anfibolitos, metaultramafitos assim como pegmatitos formados preferencialmente no Arqueano e no Transamazônico (Cordani *et al.*, 1980 e 1989; Teixeira, 1985; Machado *et al.*, 1989; Romano, 1990; Machado & Carneiro, no prelo). As rochas do *greenstone belt* arqueano (Schorscher *et al.*, 1982) acham-se dispostas no Supergrupo Rio das Velhas (SGRV), o qual divide-se nos grupos No-





Figura 2 — Mapa estrutural do Quadrilátero Ferrífero com suas principais estruturas (modificado de Dorr, 1969) e indicadores cinemáticos. I = rochas metabásicas; II = Supergrupo Espinhaço indiviso; III = Grupo Itacolomi; IV = SGR; V = SGRV; VI = TGG; VII = contato; VIII = empurrão; IX = zona de falha direcional; X = zona de falha extensional (dúctil a dúctil-rúptil); XI = falha; XII = anticlinal; XIII = sinclinal; XIV = sinclinal invertido; XV = foliação extensional; XVI = lineação mineral extensional; XVII = indicador de transporte tectônico. Cidades e localidades: BH = Belo Horizonte; BR = Brumadinho; CC = Congonhas do Campo; FG = Fazenda Gandarela; IB = Ibirité; IT = Itabira; MR = Mina Raposos; MV = Moro Velho; OP = Ouro Preto. Estruturas e acidentes geográficos: 1 = Sinclinório de Itabira; 2 = Sinclinório de João Molevade; 3 = Serra das Cambotas; 4 = Sinclinal Gandarela; 5 = Sinclinal de Ouro Fino; 6 = Anticlinal de Mariana; 7 = Sinclinal Conta História; 8 = Sinclinal de Alegria; 9 = Serra do Caraça; 10 = front Fazendão; 11 = Serra de Ouro Branco; 12 = Serra de Itatiaia; 13 = Sinclinal de Dom Bosco; 14 = Complexo do Bação; 15 = soerguimento Rio das Velhas; 16 = Sinclinal Vargem do Lima; 17 = Sinclinal Piedade de Paraopeba; 18 = Sinclinal da Moeda; 19 = Serra do Curral; 20 = Complexo Bonfim; C = Falha das Cambotas; E = Falha do Engenho; F = Falha do Fundão.

va Lima e Maquiné. O Grupo Nova Lima constitui-se de uma unidade basal vulcânica ultramáfica, uma intermediária vulcano-sedimentar félsico-máfica bem como outra superior químico-clástica (Ladeira, 1980 e 1985). Sobrepostas a esse conjunto encontram-se as rochas predominantemente quartzíticas do Grupo Maquiné (Dorr, 1969; Fig. 3). As rochas do Supergrupo Minas (SGM) ocorrem sobre as unidades do SGRV e os TGG's, em nítida discordância (Dorr, 1969; Cordani *et al., op. cit.*; Ladeira & Viveiros, 1984), e são definidas por uma unidade clástica basal, uma clástico-química intermediária e ainda uma químico-clástica superior. A unidade intermediária, Grupo Itabira, contém as extensas formações ferríferas bandadas do tipo Lago Superior. Quartzitos, metaconglomerados como também metabásicas correlacionáveis ao Supergrupo Espinhaço (SGE) ocorrem na serra das Cambotas, porção norte do QF; a deposição dessas rochas é atribuída ao Proterozóico Médio. Teixeira (1985) e Teixeira *et al.* (no prelo) determinaram, pelos métodos de K-ar e Rb-Sr, idades proterozóicas



Figura 3 — Coluna estratigráfica para o Quadrilátero Ferrífero e adjacências (modificado de Marshak & Alkmim, 1989). 1 = rochas metabásicas; 2 = rochas carbonáticas; 3 = formações ferríferas bandadas; 4 = metapelitos; 5 = quartzitos; 6 = metaconglomerados; 7 = unidade químico-clástica; 8 = unidade félsica a máfica; 9 = unidade ultramáfica; 10 = metagranitos; 11 = embasamento; (1) rochas de idade entre 2780 a 2703 Ma (segundo Cordani *et al.*, 1980 e 1989; Machado *et al.*, 1989 e Machado & Carneiro, no prelo); (2) rochas metabásicas afetada pelo Brasiliano.

inferior e superior para as rochas básicas e metabásicas presentes nos complexos granito-gnáissicos a oeste do QF.

As unidades dos TGG's foram metamorfisadas em condições de fácies anfibolito a granulito (Herz, 1978; Jordt Evangelista, 1984; Gomes, 1985) e retrometamorfisadas em xisto-verde, enquanto as supracrustais do SGRV e do SGM evidenciam paragêneses mineralógicas de fácies xisto-verde a anfibolito (Herz, 1978; Hoefs *et al.*, 1982; Ladeira & Viveiros, 1984; Marshak & Alkmim, 1989). Localmente, as condições metamórficas das rochas do SGM atingem apenas o anquimetamorfismo.

ANÁLISE ESTRUTURAL

Generalidades

A diversidade e a própria discrepância das idéias contidas nas sínteses citadas anteriormente (i.e., Dorr, 1969; Ladeira & Viveiros, 1984; Marshak & Alkmim, 1989) levam os autores do presente trabalho a descrever de forma mais minuciosa as estruturas do QF, antes de propor o modelo sobre a evolução tectônica da região.

Com a finalidade de compreender melhor a estruturação do QF, este será dividido em megadomínios, considerando principalmente a orientação geral (*trend*) das grandes estruturas principais (Fig. 2):

- 1. Sinclinal de Dom Bosco e Falha do Engenho
- 2. Sinclinal da Moeda e Complexo Bonfim
- 3. Complexo do Bação 4. Serra do Curral
- 5. Sinclinório de Itabira
- 6. Serra das Cambotas
- 7. Complexo Caeté
- 8. Sinclinal Gandarela
- 9. Sinclinal de Ouro Fino
- 10. Sinclinal Conta História
- 11. Sinclinal de Alegria 12. Front Fazendão

SINCLINAL DE DOM BOSCO E FALHA DO ENGENHO

Sinclinal de Dom Bosco

O Sinclinal de Dom Bosco é definido pela superfície SO, em especial pelas camadas quartzíticas e itabiríticas do SGM, em uma calha sinformal de eixo E-W (Figs. 4 e 5). Essa megaestrutura liga-se diretamente ao Sinclinal da Moeda no seu extremo oeste, caracterizando assim uma continuidade física entre ambos (Fig. 2). Ainda que fora de posição normal, quando próximo ao Complexo do Bação, o flanco norte acha-se bem preservado, e por essa razão com freqüência são reconhecidas estruturas sedimentares primárias, as quais podem encontrar-se obliteradas por uma foliação milonítica (Fig. 5).

Esse Sinclinal é cortado por uma série de cavalgamentos com traços arqueados que se estendem desde a Serra do Itacolomi até a Serra do Mascate, *i.e.*, desde o extremo leste da Figura 4 até o Complexo Bonfim; a porção frontal dessa série indica direção (em planta) aproximada N-S (Fig. 4). Os cavalgamentos são representados por uma geometria de rampas e patamares, com falhas direcionais associadas e acham-se superpostos em uma estrutura sinformal de eixo E-W. O evento deformacional responsável por esses falhamentos caracteriza-se por possuir três famílias de estruturas, a





Figura 4 — Mapa geológico-estrutural do Sinclinal de Dom Bosco (modificado de Dorr, 1969). 1 = dique básico; 2 = Grupo Itacolomi; 3 = Grupo Piracicaba; 4 = Grupo Itabira; 5 = Grupo Caraça; 6 = SGRV; 7 = TGG; 8 = acamamento primário; 9 = acamamento invertido; 10 = foliação; 11 = bandamento gnáissico; 12 = fratura; 13 = lineação de estiramento; 14 = lineação mineral; 15 = contato; 16 = falha direcional; 17 = empurrão; 18 = zona de falha extensional; 19 = sinclinal; 20 = foliação extensional; CBa = Complexo do Bação; CBo = Complexo Bonfim; SI = Serra de Itatiaia; SOB = Serra de Ouro Branco.



Figura 5 — Perfil geológico ao longo do Sinclinal de Dom Bosco (localização e legenda, Figura 4).

primeira em regime dúctil e a segunda e a terceira em regime rúptil-dúctil a dúctil-rúptil. Tais estruturas foram geradas por deslocamentos de massas de E para W durante o Brasiliano e são descritas, em parte, por Belo de Oliveira & Vieira (1987) e Marshak & Alkmim (1989). A primeira família de estruturas, que define as zonas de cisalhamento dúctil, é constituída por uma foliação de orientação geral N-S e mergulhos da ordem de 10-40° para E. Apresenta uma proeminente lineação de estiramento, definida pelo eixo maior dos seixos em metaconglomerados, além de uma lineação mineral, representada por cristais de cianita desenvolvidos sintectonicamente (Lobato *et al.*, 1989). Os indicadores cinemáticos são, entre outros, estruturas do tipo S-C, porfiroclastos do tipo Sigma e ainda os próprios empurrões que evidenciam, com nitidez, um movimento de E para W. Observa-se que as falhas de empurrão tendem a assumir uma direção E-W, quando próximas ao flanco norte desse megassinclinal (região entre os perfis A-A' e B-B', Fig. 4).

Associadas a essa deformação dúctil verifica-se, nas zonas de alto *strain*, dobras intrafoliais e dobras em bainha com eixo ESE-WNW como também, nas zonas de baixo *strain*, dobras isoclinais a apertadas com vergência para W. Os eixos destas últimas apresentam valores médios em torno de S70°E/25° na serra do Itacolomi (Gloeckner, 1981) e N66°E/48° na serra de Ouro Branco (Alkmim, 1985). Durante esta fase as condições metamórficas variaram de anquimetamorfismo até fácies anfibolito inferio, decrescendo no sentido oeste.

As outras famílias de estruturas acham-se super-

postas à primeira, e formaram-se em níveis estruturais intermediário a superior. Uma delas encontra-se representada por mega a microdobras abertas a fechadas (tipo I e II de Ramsay, 1967), cujo eixo orienta-se em torno de S69E°/11°, bem como por clivagem plano-axial associada (principalmente clivagens espaçadas, Powell, 1981), de orientação média N83°W/75°SW (eixo de mesodobras e crenulações, Fig. 4). Tais estruturas ocorrem com freqüência nos níveis pelíticos, na forma de crenulações e clivagem associada.

A terceira família de estruturas é constituída por mesodobras e crenulações com eixo NS e clivagem plano-axial com mergulho subvertical. Adicionalmente encontram-se falhas inversas localizadas, com traço NS. As relações de superposição de estruturas indicam uma alternância cronológica das meso/microdobras das fases 2 e 3. Localmente, tais estruturas desenvolveram-se em condições de fácies xisto verde inferior (quartzo \pm clorita \pm sericita \pm opacos).

Observa-se que os dados estruturais deste item correspondem a valores médios de populações em torno de 100 medidas ou mais.

Falha do Engenho

Definida por Guild (1957) como uma falha de rasgamento, a Falha do Engenho estende-se por 70 km desde a serra do Itacolomi até oeste do rio Camapuã, onde possui direção preferencial E-W. A partir desse rio Camapuã, a mesma inflete para SW, chegando até as proximidades de Bom Sucesso (Fig. 1). Na primeira porção, cujo traçado é grosseiramente EW, tal falha corta os sinclinais de Dom Bosco (seccionando o seu flanco sul) e da Moeda bem como os sistemas de empurrões já descritos (Figs. 4 e 5). Na porção oeste ela inflete para S60°W, onde é possível identificar um arqueamento das estruturas NS, como resultado de um movimento direcional dextral. Tal movimento pode estar associado ao primeiro evento deformacional que afetou o SGM, de caráter extensional. Esse processo deformativo resultou, a nível regional, na translação de corpos situados no extremo sul do QF, representados por rochas do SGRV com corpos granito-gnáissicos encaixados, e ainda do Grupo Itacolomi da serra de Ouro Branco, cujo deslocamento tem um rejeito direcional dextral mínimo de 25 km (Fig. 4).

A nível mesoscópico, são identificadas meso e microdobras assim como falhas direcionais com movimentos dextral e sinistral nas proximidades do extremo leste da serra de Ouro Branco. Apesar da Falha do Engenho e de sua extensão SW terem sido geradas pelo menos no Transamazônico (Quemeneur & Vidal, 1987), essa falha foi deformada ductilmente de forma intensa durante a primeira fase do evento E-W (Brasiliano), gerando assim novos milonitos, com possível deslocamento direcional sinistral. Fenômenos transpressivos associados à reativação da Falha do Engenho durante a segunda fase deste evento foram responsáveis por gerar a segunda família de mesoestruturas do evento E-W assim como por amplificar o Sinclinal de Dom Bosco.

Sinclinal da Moeda

De modo semelhante ao Sinclinal de Dom Bosco essa estrutura nucleou-se precocemente dentro da evolução tectônica do QF. Constitui-se de uma estrutura sinformal com direção NS, apresentando estrangulamento e conseqüente torção do eixo na área adjacente ao Complexo do Bação, onde o mesmo se une ao Sinclinal de Dom Bosco; a norte o Sinclinal da Moeda conecta-se à Serra do Curral. Na junção das duas estruturas, verifica-se a omissão de unidades do Grupo Piracicaba pelo tectonismo E-W. O extremo sul acha-se truncado pela Falha do Engenho (Figs. 2 e 6).

A estrutura do Sinclinal pode ser observada através da distribuição do acamamento original, onde este não se acha obliterado. Junto ao contato Sinclinal da Moeda/Complexo do Bonfim, ocorrem zonas de cisalhamento dúctil extensionais com lineação E-W, as quais pré-datam a inversão E-W (detalhe, Figs. 6 e 7), conforme apresentado por J.F.M. Hippertt (com. verbal, 1990), Rosière et al. (1990) e Endo & Chemale Jr. (1991a). Superpostas ao grande Sinclinal, desenvolveram-se também zonas de cisalhamento associadas aos empurrões NS, com transporte tectônico de E para W. Essas zonas cortam nitidamente o acamamento (SO), como pode ser observado no córrego dos Boiadeiros e em sua extensão sul (CB, Fig. 6), ou encontram-se paralelas a subparalelas a SO na serra de Itabirito (PI, Fig. 6) assim como no limbo oeste do sinclinal próximo à localidade de Moeda.

Seccionando a foliação e o acamamento SO, temse uma série de falhas transcorrentes com direções preferenciais EW, N60°E-S60°W e N60°W-S60°E, inserida, na sua maioria, no sistema de empurrão NS (Fig. 6). Parte das falhas N60W-S60E não denotam uma relação direta com o sistema citado.

Internamente ao Sinclinal da Moeda, as unidades dos grupos Itabira e Piracicaba indicam um nítido plissamento do acamamento (Fig. 7; dobras com eixos em torno de 90°), o qual pode estar relacionado geneticamente com a deformação extensional e/ou com as zonas de baixa deformação dos empurrões NS. Nas zonas de alto *strain*, como aquelas delineadas na região do córrego do Boiadeiro (CB, Fig. 6), no extremo sul da estrutura e junto aos contatos leste e, mais raramente, a oeste do Sinclinal, nota-se uma lineação de estiramento com ângulo de caimento médio a alto para E, foliação milonítica e ainda estruturas correlatas. Tais feições apresentam uma magnitude de deformação mais baixa do que as similares (e contemporâneas) presentes na serra do Itacolomi e de Ouro Branco.

Superpostas a essas feições, observam-se as famílias de estruturas de orientação EW e NS, com características de nível estrutural intermediário a superior, como já descrito.

Complexo Bonfim

O Complexo Bonfim constitui-se de gnaisses polide-

formados, anfibolitos, metaultramáficas, migmatitos, pegmatitos, granitos foliados arqueanos (Machado *et al.*, 1989; Machado & Carneiro, no prelo) bem como diques básicos de direção preferencial NS e NW-SE. O bandamento gnáissico indica predominantemente uma atitude NS/vertical a subvertical com uma lineação mineral de baixa obliqüidade. A exemplo dos demais complexos do QF, os quais são compostos de unidades litológicas semelhantes, essas estruturas formaram-se durante o Arqueano, visto que são afetadas por todos os eventos deformacionais do SGM (descritas no domínio do Sinclinal de Dom Bosco) além de serem cortadas pelas intrusões graníticas de 2703 +24/-20 Ma (Machado & Carneiro, no prelo).

Junto ao contato oeste do Sinclinal da Moeda com as rochas do Complexo do Bonfim, encontra-se uma zona de cisalhamento dúctil de direção NS e lineação mineral com atitude N80°E-S80°E/50°-75°. Os indicadores cinemáticos (estruturas S-C, porfiroclastos, etc.) apontam uma polaridade tectônica de W para E, no que se traduz uma zona de cisalhamento dúctil extensional (Figs. 6 e 7). Zonas paralelas repetem-se tanto nas infracrustais como nas supracrustais, apresentando estruturas com indicadores cinemáticos as quais definem uma inversão tectônica parcial (detalhe, Fig. 6). Através das relações de corte dessas estruturas rúptildúctil, o sistema de empurrões NS instalou-se posteriormente à formação das zonas de cisalhamento extensionais.



Figura 6 — Mapa geológico-estrutural do Sinclinal da Moeda (modificado de Dorr, 1969). O detalhe à esquerda revela claramente as estruturas extensionais no Metagranito Moeda e as compressionais na Formação Moeda adjacente, as quais inverteram parcialmente as primeiras. 17 — lineação mineral extensional (legenda, Figura 4).



Figura 7 — Perfil geológico ao longo do Sinclinal da Moeda (modificado de Dorr, 1969) mostrando zona de cisalhamento extensional no Metagranito Moeda, oeste do sinclinal, cujas feições nas unidades supracrustais foram invertidas pelo evento compressional (veja detalhe na Fm. Moeda).

COMPLEXO DO BAÇÃO

O Complexo do Bação, com forma grosseiramente circular (Fig. 8), exibe também uma grande variedade litológica com gnaisses polideformados, migmatitos estromáticos e agmáticos, corpos de anfibolitos, granitóides e pegmatitos. Grande parte desse conjunto é mais antigo que o SGM (Cordani *et al.*, 1980 e 1989; Machado *et al.*, 1989). Estruturalmente os gnaisses no interior desse corpo possuem um bandamento com direção NS e mergulhos altos, quando não se encontram muito migmatizados. A lineação mineral mostra atitudes variáveis entre S20°E e S10°W, com caimento de alguns graus até 50° (Fig. 8). Nas unidades do SGRV, próximo ao contato com o Complexo, ocorrem auréolas de metamorfismo de contato (Herz, 1978).



Figura 8 — Mapa geológico-estrutural do Complexo do Bação (modificado de Dorr, 1969 e Souza Gomes, 1985). 4 - Grupo Maquiné; 14 - foliação extensional; ver o restante da simbologia na Figura 4.

Além disso, verificam-se zonas de cisalhamento com traço NS que cortam o bandamento gnáissico. Algumas delas, quando não se apresentam invertidas, são extensionais. A maioria, no entanto, tem geometria de rampa e patamar (*e.g.* pedreira de São Gonçalo) e são correlacionáveis com as estruturas de cavalgamento já bem definidas nas supracrustais (veja o Sinclinal de Dom Bosco).

Na zona de contato, junto às bordas do complexo, desenvolveu-se uma foliação milonítica que contorna a estrutura dômica com mergulhos altos (65°-90°). Envolvendo o Complexo ocorrem as rochas do SGRV, com xistosidade paralela à foliação milonítica desenvolvida na parte externa do corpo granito-gnáissico. Já no SGM identificam-se estruturas sedimentares preservadas e a foliação metamórfica, na maior parte, acompanha a forma do Complexo do Bação, nas suas porções sul e oeste. As unidades do SGM, em especial as dos grupos Caraça e Itabira, compõem os flancos norte do Sinclinal de Dom Bosco e leste do Sinclinal da Moeda. Nota-se que, assim como os gnaisses bordejantes, as rochas do SGRV e do SGM apresentam mergulhos usualmente entre 70° e 85° e com freqüência as camadas acham-se invertidas (Fig. 8).

À semelhança das estruturas planares, as orientações das lineações mineral e de estiramento nas supracrustais, formadas na primeira fase do sistema de empurrões N-S, variam enormemente. A sul desse Complexo, elas evidenciam atitude média de EW/15-50°; a oeste exibem caimentos subverticais para W e SW, enquanto nas porções norte e leste caimentos para E e SE, respectivamente.

SERRA DO CURRAL

A Serra do Curral é uma megaestrutura de direção NE-SW, com extensão aproximada de 100 km. Constitui uma estrutura sinformal com os flancos sudeste invertidos (Pomerene, 1964) e noroeste truncado, aflorando assim a seqüência Piracicaba/Itabira/Caraça sem a repetição. Na extremidade nordeste da estrutura, há o seu fechamento, definido pelo Sinclinal da Piedade com dobramento da superfície SO.

A Serra do Curral pode ser dividida em duas partes (Fig. 2): a) Segmento I, de direção N70°E, compreendendo desde a junção do Sinclinal da Moeda (flanco oeste) até o seu extremo sudoeste; b) Segmento II, de direção N45°E, abrangendo desde a junção do Sinclinal da Moeda até o seu extremo nordeste. Enquanto o segmento I foi poupado em grande parte da deformação EW, o segmento II foi atingido por esta deformação e deslocado de sua posição original.

O segmento I é uma estrutura monoclinal com orientação N70°E/50°-70°SE, bordejada pelos complexos do Bonfim e de Belo Horizonte (TGG a norte da serra). Tanto nas unidades dos grupos Caraça, Itabira e Piracicaba como nas granito-gnáissicas (por ex.: cercanias de Ibirité e Brumadinho, respectivamente), são identificadas rochas cisalhadas ductilmente, de caráter extensional, com indicadores cinemáticos normais a oblíquos de NW para SE (F.F. Alkmim com. verbal, 1991; Endo & Chemale Jr., 1991a). Essas feições permitem estabelecer o soerguimento dos blocos granito-gnáissicos, como também o seu rebaixamento com dobramento das supracrustais no decorrer do citado fenômeno. Na porção norte do Segmento I, junto ao contato com o Complexo de Belo Horizonte, as unidades da Formação Sabará (Gr. Piracicaba) apresentam uma auréola de metamorfismo de contato com desenvolvimento de blastos de biotita, estaurolita, andaluzita, cordierita e silimanita, afetados parcialmente pela tectônica extensional (pré a sintectônicos, Jordt Evangelista, 1991). A presença de magmatismo básico mesoproterozóico, como corpos hipabissais e diques, cortando ambas as unidades e sem deformação alguma (região de Pará de Minas e Ibirité), dispõe a deformação descrita acima no início do Proterozóico Médio ou no Proterozóico Inferior. A tectônica compressional (posterior e do Brasiliano) manifesta-se por falhas inversas no interior do segmento e ainda por movimentos transcorrentes ao longo do contato com os TGG's.

O segmento II, por sua vez, acha-se delimitado por zonas de cisalhamento oblíquo, no contato entre o SGRV e o SGM (flanco sudeste da Serra do Curral), geneticamente relacionadas com a deformação E-W (brasiliana). O acervo estrutural, que corta o acamamento SO, é constituído por uma foliação penetrativa S1, plano-axial, de dobras isoclinais a apertadas de orientação N45°-80°E/10°-30°, com vergência para NW (Hackspacher, 1979). Nota-se que as dobras com orientação próxima a N45E encontram-se restritas às zonas de baixo *strain*, quando em zonas de alto *strain* sofrem rotação no sentido horário, para valores próximos a E (paralelos ao transporte tectônico). Além dessas estruturas, foram catalogadas por Hackspacher (1979) crenulações e clivagens associadas com orientações EW e NS.

A respeito da junção do Sinclinal da Moeda com a Serra do Curral, motivo de vários trabalhos e interpretações (Pomerene, 1964; Dorr, 1969; Pires, 1979), mesmo ela revelando-se encoberta, pode-se interpretar que, à semelhança da continuidade física dos sinclinais de Dom Bosco e da Moeda, tais estruturas também se achavam interconectadas anteriormente à deformação Brasiliana. Assim, essa junção apresenta um "congestionamento" tectônico de massas (com conseqüente perda da seção do Grupo Piracicaba), decorrente de dois cavalgamentos principais de direção NS, ligados por uma possível zona de transcorrência de direção ESE-WNW, como pode-se extrair da parte superior da Figura 6.

Observa-se ainda que as rochas básicas mesoproterozóicas (corpos intrusivos e diques), ao contrário daquelas ocorrentes no segmento I, apresentam-se nesse segmento com registros da inversão brasiliana.

SINCLINÓRIO DE ITABIRA

O Sinclinório de Itabira localiza-se na extremidade nordeste do QF, envolto por unidades de um TGG. Seu traçado é definido pelas camadas de formação ferrífera, as quais são acompanhadas em grande parte pelas rochas do Grupo Nova Lima (Fig. 9), enquanto seu núcleo é dominado por quartzitos puros e sericíticos do Grupo Piracicaba. Ao contrário dos outros megadomínios, este encontra-se separado fisicamente do QF (cerca de 20 km a nordeste do QF, Fig. 1).

O Sinclinório de Itabira é caracterizado por uma grande estrutura sinformal com eixo de direção N30°-40°E/20°, com anticlinais (Periquito e Chacrinha) e sinclinais distribuídos *en echelon*, apresentando eixos N70°E/21° (Sinclinal de Conceição) e N75°E/14°



Figura 9 — Mapa geológico-estrutural do Sinclinório de Itabira e adjacências (Chemale Jr., 1987). 1 = TGG; 2 = SGRV; 3 = Grupo Itabira; 4 = Grupo Piracicaba; 5 = Metagranito Borrachudo; 6 = contato; 7 = falha; 8 = foliação S1 do evento Brasiliano; 9 = foliação S2; 10 = empurrão; 11 = lineação mineral lm1; 12 = lineação mineral lm2; 13 = lineação de crenulação; 14 = sinclinal; 15 = anticlinal. Diagramas estruturais com foliação S1 (isolinhas) e lineações minerais lm1 + lm2 (polos) do evento Brasiliano. Número de medidas em cada diagrama: I = 58 S1 e 16 lm1 + lm2; II = 228 S1 + 53 lm1 + lm; III = 58 S1 + 47 lm1 + lm2; IV = 427 S1 + 104 lm1 + lm2; V = 157 S1 + 65 lm1 + lm2; VI = 427 S1 + lm2; VII = 225 S1 + 31 lm1 + lm2; VIII = 127 S1 + 40 lm1; IX = 29 S1 e 16 lm1.

(Sinclinal de Dois Córregos) a N84°E/22° (Sinclinal do Cauê), conforme pode-se observar na Figura 9. Estes sinclinais sofrem uma rotação progressiva de NE para E (sentido horário), a exemplo do que ocorre com as mesodobras no segmento II da Serra do Curral, contudo em escala regional. Um aumento na magnitude da deformação é acompanhado por um aumento do grau metamórfico, variando de xisto verde inferior (Mina de Conceição a sudoeste) para anfibolito inferior (Mina de Cauê a nordeste, Fig. 9). Além do próprio acamamento dobrado, definindo o traçado das estruturas sinclinais e anticlinais, pode-se diferenciar três famílias de estruturas.

A primeira delas é definida por uma foliação milonítica reconhecível principalmente entre as unidades do TGG e do SGRV e do SGM. Associada a essa foliação verificam-se lineações mineral, de estiramento e 11 (S1XSO) (nas rochas do SGM) assim como dobras isoclinais com grau de embainhamento variável e falhas de empurrão.

Enquanto nas supracrustais a atitude da lineação mineral varia de N40°-90°E/5°-52°, a das rochas granito-gnáissicas oscila entre N70°-90°E/20°-47° (Chemale Jr. *et al.*, 1987). A nucleação inicial do Sinclinório foi precoce à instalação das zonas de cisalhamento. Estas, como na Serra do Curral, deslocaram o corpo de sua posição original, afetando com maior intensidade as unidades do complexo granito-gnáissico e do SGRV além de, com menor intensidade, as unidades do SGM. Como resultado teve-se a rotação no sentido horário dos sinclinais e dos anticlinais formados no estágio inicial.

As dobras mega, meso e microscópicas, superpostas à família de estruturas associadas às zonas de cisalhamento, compõem a segunda família de estruturas, com eixos b2 = $N35^{\circ}-110^{\circ}E/1^{\circ}-53^{\circ}$ e clivagem espaçada plano-axial N70°-90°E/50°-85°SE. As lineações minerais dessa fase dispõem-se mais ou menos paralelas a l1 (Fig. 9).

O terceiro grupo de estruturas acha-se representado por crenulações NS desenvolvidas nas unidades mais plásticas. Localmente nota-se desenvolvimento de clivagem de crenulação e espaçada com plano médio N21°E/70°NW e uma paragênese de baixo grau, representada de clorita + quartzo ± sericita ± opacos. Observa-se ainda, veios de quartzo deformados e não-deformados de ampla distribuição, dentre os quais o segundo grupo apresenta orientação próxima da clivagem de crenulação NS.

SISTEMA CAMBOTAS-FUNDÃO

Define-se aqui como Sistema Cambotas-Fundão o conjunto de cavalgamentos em forma de canoa que estende-se desde as proximidades da serra das Cambotas (extremo nordeste do QF), passando pelo contato sudeste do Domo de Caeté com o SGM, inflexionando paralela a subparalelamente ao flanco noroeste do Sinclinal Gandarela e por fim se direcionando para o Sinclinal Conta História, segundo a direção NW-SE, quando então acompanha um segmento da Falha do Fundão (Fig. 10). As unidades inseridas no Sistema apresentam paragêneses metamórficas compatíveis com condições de anquimetamorfismo a fácies anfibolito inferior. Para compreender melhor esse sistema, serão descritos a seguir as suas principais estruturas: 1. Serra das Cambotas; 2. Complexo Caeté; 3. Sinclinal Gandarela; 4. Sinclinal de Ouro Fino; 5. Sinclinal de Santa Rita, incluindo Sinclinal Conta História, Sinclinal de Alegria e *front* Fazendão.



Figura 10 — Mapa geológico-estrutural do Sistema Cambotas-Fundão. 1 = rochas metabásicas; 2 = Fm. Cambotas; 3 = Gr. Itacolomi; 4 - Gr. Itabira; 5 = Gr. Caraça; 6 = Gr. Maquiné; 7 = Gr. Nova Lima; 8 = terrenos granito-gnáissicos; 9 = contato; 10 = empurtão; 11 = zonas de falha direcional; 12 = falha; 13 = acamamento; 14 = foliação; 15 = lineação mineral e de estiramento; F = Falha do Fundão; C = Falha das Cambotas; AM = Anticlinal de Mariana; Cca = Complexo Caeté; FG = Fazenda Gandarela; SA = Sinclinal de Alegria; SCa = Serra do Caraça; SCb = Serra das Cambotas; SCH = Sinclinal Conta História; SG = Sinclinal Gandarela; SOF = Sinclinal de Ouro Fino; SVL = Sinclinal Vargem do Lima.

Falha das Cambotas

O Sistema Cambotas-Fundão apresenta como limite setentrional a Falha das Cambotas, a qual é caracterizada pela distribuição das unidades da serra das Cambotas e do embasamento adjacente, com estruturação geral NS, além das unidades do SGM e do SGRV com estruturação geral NE-SW (Fig. 10).

A norte da Falha das Cambotas, afloram as unidades da serra homônima e do embasamento granitognáissico, inseridas em um contexto de leque imbricado (Crocco-Rodrigues *et al.*, 1989). Essas unidades apresentam uma foliação milonítica em torno de NS/18°-30°E e uma lineação mineral de estiramento com valor médio EW/9°-27° bem como estruturas S-C e porfiroclastos indicativos de transporte de E para W (Fig. 11). Próximo à falha, as rochas da serra de Cambotas mostram uma nítida inflexão da foliação milonítica para SW.

No domínio das rochas do SGM e do SGRV, a sul do traçado da Falha, a foliação milonítica e a lineação mineral de estiramento posicionam-se a N54°E/27°SE e N87°E/24°, respectivamente (Fig. 11). Essas unidades pertencem a uína rampa oblíqua com milonitos, porfiroclásticos, estruturas S-CI (Lister & Snoke, 1984) e *tension gashes* que também definem a polaridade tectônica de E para W.

A análise dos dados expostos assim como da Figura 11, permite determinar que ambas as estruturas se desenvolveram sobre um mesmo campo tensorial regional. As estruturas NS e N54°E formaram-se em um primeiro estágio (primeira fase deformacional do evento EW), para que, em um segundo (segunda fase do evento EW) elas fossem rotacionadas dextralmente pela rampa oblíqua de direção NE-SW. Como conseqüência, as unidades da serra das Cambotas, com estruturação geral NS, sofreram inflexão para SW. Como pode-se extrair da Figura 11, na zona de inflexão a foliação milonítica ocupa, desse modo, posição N50°E/68°SE, e a lineação de estiramento passa de EW /3°-27° para S50°-60°E/50°.

Complexo Caeté

O Complexo Caeté possui uma forma arredondada, posicionando-se a oeste da serra das Cambotas e ao lado do flanco noroeste do Sinclinal Gandarela (Figs. 3 e 10). Constitui-se de rochas graníticas e gnáissicas, cortadas por zonas de cisalhamento de direção NS, e subordinadamente ENE-WSW (próximo à Falha das Cambotas) e EW (algumas zonas de rasgamento).

Observando as porções leste e oeste do Complexo, identificam-se uma foliação milonítica NS e uma lineação mineral de estiramento EW. Enquanto a leste as supracrustais da serra dos Cambotas cavalgam sobre as unidades do Complexo, a oeste este encontra-se sobreposto às rochas do Grupo Nova Lima. É freqüente também a presença de rochas supracrustais imbricadas nos TGG's. O contato sul sofre influência do cisalhamento da Falha das Cambotas, orientando a foliação milonítica com valores N70°-80°E/30°-60°SE. Esses dados indicam que o Complexo Caeté encontra-se fortemente estruturado pela mesma tectônica que atingiu a serra das Cambotas e o flanco noroeste do Sinclinal do Gandarela.

Sinclinal Gandarela

Consiste em uma estrutura sinformal caracterizada pelo traçado da estratificação SO, pelo eixo segundo NE-SW e vergência para NW. Pode ser dividida em três segmentos (Fig. 10), a saber:

- Segmento Nordeste, com eixo N60°E, balizado pelas falhas das Cambotas e do Fundão;
- Segmento Central, com eixo N40°E, não muito afetado pela tectônica EW (brasiliana);
- Segmento Sul, interpretado como um apêndice ao corpo principal do Sinclinal (Rosière *et al.*, 1991). Apresenta direção NS e é denominado "bota".

O primeiro segmento, o Nordeste, exibe no seu flan-

co normal NW a Falha das Cambotas, a qual cisalhou intensa e paralelamente a estratificação SO ou mesmo truncando-a (no extremo nordeste). O flanco invertido sudeste também é cisalhado por uma das diverticulações da Falha do Fundão, disposta nessa porção paralela à Falha das Cambotas. Como resultado da ação das duas falhas que balizam o Segmento, este foi rotacionado no sentido horário, cerca de 20 a 30º em relação à posição do Sinclinal no seu Segmento Central.

O segundo segmento, o Central, é o que está mais bem preservado, em especial na seqüência do SGM, e nele são identificadas com freqüência estruturas sedimentares (estratificações plano-paralelas, cruzadas, flaser, etc.) e algais (cyanobactérias, perto da Fazenda Gandarela, Souza & Mueller, 1984). Identifica-se também zonas de cisalhamento acompanhando o traçado desse Sinclinal com cinemática de E para W, bem como outras que cortam a estrutura do mesmo com direções NS (com indicadores de transporte de NE para SW), N20°W-S20°E e N20°E-S20°W (transcorrente dextral). Apesar da baixa magnitude de deformação nesse segmento, observa-se ser a sua estruturação interna bem mais complexa que a do Segmento Nordeste. As estruturas mesoscópicas identificadas não apresentam relação direta com o Sinclinal de eixo N45ºE/20º

O terceiro segmento, a "bota", exibe uma forma alongada de direção N-S (Fig. 12); a leste acha-se limitado pela Falha do Fundão, uma diverticulação do Subsistema Fundão — definido como Sistema Fundão por Marshak & Alkmim (1989) — a qual inflete para NW com características de rampa oblíqua e depois assume nova direção para NE, cortando a parte interna do Sinclinal do Gandarela nos segmentos 2 e 1, respectivamente (Fig. 10). Subsistema Fundão é aqui definido como a zona de cisalhamento principal de direção N60°W-S60°E (localizada ao longo do flanco nordeste do Sinclinal Vargem do Lima) e sua diverticulação NS-WNE (Falha do Fundão). Ele baliza os segmentos 3 e 1 do Sinclinal Gandarela e corta o segmento 2, contorme pode-se observar na Figura 10.

Em termos morfológicos, a "bota" corresponde a um sinformal com médio a baixo *strain*, na sua porção



Figura 11 — Mapa geológico-estrutural da Serra das Cambotas (segundo Crocco-Dorigues *et al.*, 1989). Diagramas estruturais com foliação Sm1 (isolinhas) e lineação mineral Lm1 (x) do evento Brasiliano; valor entre parênteses se refere ao número de medidas. Legenda na Figura 10.

interna, e altro *strain*, nos seus limites leste e oeste (Fig. 12). O acervo estrutural do evento EW no Segmento Sul e parte meridional do segmento central (Fig. 12), pode ser definido por estruturas dúcteis como foliação milonítica com ou sem recorrência e clivagem PA, as quais acompanham a sua trajetória, ainda por lineação



Figura 12 — Mapa geológico-estrutural do segmento sul do Sinclinal do Gandarela (Endo & Chemale Jr., 1991b). Diagramas estruturais mostram a foliação S1 e lineação mineral/estiramento do Brasiliano como isolinha e cruz, respectivamente. O valor entre parênteses corresponde ao número de medidas. 1 = Fm. Gandarela; 2 = Fm. Cauê; 3 = Fm. Batatal; 4 = Fm. Moeda; 5 = Gr. Maquiné; 6 = Gr. Nova Lima; 7 a 15 veja Figura 4.

de estiramento com atitudes N75°E-S61°E/10°-52° e dobras b1 com eixos variáveis de N18E (tipo b) a S70°E. Nas zonas de baixo *strain*, as dobras possuem eixos N18°E-N66°E/12-51°, enquanto nas zonas de alto *strain* os valores aproximam-se do transporte tectônico (b1 = S87°E/24°). Aliado a essas estruturas, ocorre o desenvolvimento de zonas de cisalhamento discretas, paralelas ao acamamentó (ao longo dos níveis sericíticos, entre quartzitos menos sericíticos da Formação Moeda), sobre as quais há lineação mineral EW ("deslizamento intraestratal"). Os indicadores cinemáticos corroboram o transporte tectônico de E para W. Observa-se que as atitudes supramencionadas correspondem a valores médios de populações entre 21 a 1133 medidas obtidas de Chemale Jr. & Endo (1990) e Rosière *et al.* (1991).

Deformando as estruturas descritas, ocorrem clivagens de crenulação, crenulações e falhas EW e NS, com indicações de idade relativa ambígua. Conclui-se, assim, que essas estruturas são contemporâneas e formaramse em regime rúptil-dúctil a dúctil-rúptil.

Existem ainda registros de falhamentos normais de direção N20°E-S20°W e N70°W-S70°E/com mergulhos altos, associados em parte à tectônica de reativação meso-cenozóica.

Sinclinal de Ouro Fino

O Sinclinal de Ouro Fino, a exemplo das demais estruturas, é definido pelo acamamento das unidades do SGM; pode ser subdividido em dois segmentos: 1. Segmento Norte, com eixo de direção NE-SW e 2. Segmento Sul, com eixo de direção NW-SE (Figs. 10 e 13). Ambos os segmentos definem um redobramento maior com eixo EW, encontrando-se o Segmento Norte na sua posição original (paralelo ao Segmento Central do Sinclinal Gandarela), enquanto o Sul foi rotacionado sinistralmente pela reativação do Sistema Fundão.

A leste do Sinclinal, junto ao contato com as unidades dos grupos Caraça e Nova Lima, há uma outra diverticulação do Sub-sistema Fundão bem como quatro zonas de cisalhamento menores, paralelas a anterior e restritas ao Segmento Sul (Fig. 13). Essas estruturas estão truncadas pela zona de cisalhamento principal desse Subsistema.

Além da estrutura sinformal de Ouro Fino, a análise estrutural permite estabelecer mais três famílias de estruturas que não apresentam relação direta com a envolvente do sinclinal. A assembléia de estruturas da primeira família é definida pela foliação milonítica

117

Sm1, pela clivagem PA S1, pelas lineações de estiramento 1est1, mineral 1m1 e de intersecção 1 (SOXS1) e ainda por dobras F1. Estas são apertadas a isoclinais, similares e assimétricas, com vergência geral para W. Contemporâneas a essas feições desenvolveram-se os sistemas de cavalgamentos com rampas frontais e oblíquas (Sistema Fundão). Tais estruturas foram rotacionadas pela fase D2, o que pode ser visualizado nas Figuras 10 e 13 como também através de seu próprio acervo (Fonseca, 1990):



Figura 13 — Mapa geológico-estrutural do Sinclinal de Ouro Fino com 5 domínios estruturais (segundo Fonseca, 1990). 1 = Gr. Itabira; 2 = Gr. Caraça; 3 = Gr. Maquiné; 4 = Gr. Nova Lima; 5 = contato; 6 = acamamento; 7 = empurrão; 8 = transporte tectônico. Atitudes abaixo de cada diagrama correspondem ao plano médio do respectivo domínio. Valor entre parênteses se refere ao número de medidas.

Desse modo, a segunda família revela como expressão principal o redobramento do Sinclinal de Ouro Fino com eixo N87°E/35°, bem como as mesodobras suaves a fechadas, com eixo S84°E/54° (valor médio) e a clivagem plano-axial N87°W/vertical (valor médio). As mesodobras F2 foram geradas por deslizamentos flexural (Fonseca, *op. cit.*).

Já a terceira família é representada pelas estruturas NS, nas rochas menos competentes (filitos, xistos, milonitos, etc.), em especial por *kink bands*, crenulações e clivagens de crenulação e espaçadas. Os eixos dos *kink bands* tem valor médio de N3°E/6°.

Sinclinal de Santa Rita

O Sinclinal de Santa Rita corresponde a uma das

estruturas sinformais da primeira geração (pré-deformação EW) a qual sofreu uma forte deformação durante o Brasiliano. A geração desse sinclinal ocorreu contemporaneamente à dos sinclinais de Dom Bosco, da Moeda e da Serra do Curral, durante o soerguimento dos blocos do embasamento (veja próximo capítulo). A sua continuidade física com o Sinclinal de Dom Bosco é fortemente mascarada pela intensa deformação provocada pelos cavalgamentos do evento Brasiliano. É importante salientar que a presença de altos estruturais, como a serra do Caraça e o Complexo do Bação, comandaram a morfologia das estruturas do que hoje se apresenta como sinclinais Conta História, de Alegria e do Fazendão (Fig. 10). Para compreender melhor esse megadomínio, serão detalhadas separadamente as estruturas supramencionadas.

Sinclinal Conta História

Tal estrutura, caracterizada pela distribuição das rochas do SGM, configura-se por uma série de sinclinais e anticlinais de eixo aproximadamente N50°W-S50°E. É interconectada com o Sinclinal de Alegria por uma rampa frontal NS, a norte, e com o flanco sudeste do Anticlinal de Mariana, a sudeste. Na sua porção sudoeste, o Sinclinal é delimitado pela zona de cisalhamento do Sistema Fundão, rampa oblíqua sinistral (Endo, 1988); já a leste, encontra-se uma série de cavalgamentos de direção NS (Fig. 10).

A nível megascópico, reconhece-se a estratificação SO deformada, com desenvolvimento de dobras isoclinais a fechadas assimétricas, monoclínicas, vergentes para SW (b1 = S63°E/27°). Associada a estas, tem-se a clivagem plano-axial com atitude média N24°W/43°NE. Nas zonas de alto strain, verifica-se a formação de foliação milonítica Sm1 = N70°W/42°NE, subparalela a S1, enuanto na 1 (SOXS1) = S63°E/24°, as lineações mineral e de estiramento são iguais a S81ºE/18º. Os indicadores cinemáticos, tais como porfiroclastos assimétricos, dobras por cisalhamento oblíquo (com rotação de SE para E) e empurrões, evidenciam indubitavelmente que o transporte tectônico ocorreu de E para W. Considerando os dados acima, o segmento do Sistema Fundão, o qual baliza o Sinclinal de Conta História, representa uma rampa oblíqua, com dobramento NW-SE associados (Endo, 1988).

As dobras F2 que afetam a S1 possuem eixo S72°E/36° e clivagem plano-axial N72°W/84°NE. Essas dobras são assimétricas e abertas, com amplitude variando de 1 a 5 m. Relacionadas com a fase D3, encontram-se dobras assimétricas, monoclinais e *kink bands*, cuja clivagem plano-axial, na maior parte de crenulação, é N11°E/48°NW e lineação de crenulação N9°W/56°. Essas últimas dobras deformam todas as tramas lineares e planares já descritas.

Observa-se que as atitudes apresentadas neste item correspondem a valores médios de populações entre 134 e 1657 medidas obtidas do Endo (1988).

Sinclinal de Alegria

Com eixo S20ºE/30º-50º, o Sinclinal de Alegria

(Figs. 2 e 10) apresenta seu flanco norte com posição EW e o flanco sul com posição NS. A sua estruturação final é resultado da ação dos esforços advindos do leste que rotacionaram as camadas contra a porção sudeste da serra do Caraça, cujo contorno é idêntico à forma final do Sinclinal. Já a estruturação geral do mesmo, quando não se encontra obliterado ou redobrado, é dada pelo acamamento SO.

A análise das feições tectônicas ocorrentes no flanco norte e na zona de charneira (Januzzi & Alkmim, 1989) do sinclinal, permite individualizar falhas de empurrões com traços curvos, acompanhando a sua envoltória. É importante ressaltar que ao longo dessas falhas há apenas lineações minerais de atitude média N87°E/42°. Contemporaneamente a tais estruturas, observam-se foliação milonítica e xistosidade S1 as quais, no flanco norte, apresentam valores médios de N78°W/75°NE e N84ºE/54ºSE, respectivamente. Ao longo da região onde as falhas estão curvas (junto à zona de charneira), as Sm1 e S1 também acompanham seu traçado. Os eixos de dobras b1 apontam valores médios de S81ºE/30º nas zonas de alto strain e de N45ºE/25º nas de baixo strain. Interno ao flanco norte, ocorre uma dobra megascópica com traçado definido pelo itabirito anfibolítico (no caso o bandamento primário), cujo eixo situase próximo ao eixo do Sinclinal de Alegria.

Estruturas EW, b2 = S60°E/30°, L(S1SX2) = S51°E/39° e S2 = N60°W/36°NE, bem como NS, b3 = N84°E/42°, Lcr3 = S/33° e S3 = N09°W/75°NE (Januzzi & Alkmim, 1989), formaram-se já em nível estrutural intermediário a superior, dentro do mesmo evento deformacional progressivo. Nota-se que as atitudes deste item correspondem a populações de 100 a 3275 medidas obtidas de Januzzi & Alkmim (1989) e Endo & Chemale Jr. (1991b).

O Sinclinal de Alegria é decorrente do dobramento da estrutura maior, Sinclinal de Santa Rita, apesar do fato das estruturas internas do primeiro terem pouco a ver com a envoltória do segundo.

Front do Fazendão

As minas do Fazendão e suas adjacências, localizadas na borda leste do QF (Figs. 2 e 10), acham-se inseridas estruturalmente em uma geometria de rampa frontal típica, originada durante a compressão EW. Tanto as rochas supracrustais, pertencentes ao SGM e ao SGRV, como as infracrustais foram envolvidas por essa deformação.

Os dados estruturais adquiridos a partir de imagem de radar, fotografias aéreas nas escalas 1:60.000 e 1:8.000 e levantamentos estruturais nas escalas 1:25.000, 1:10.000 e 1:2.000 (Silva & Gibotti, 1989) permitem individualizar dois eventos tectono-metamórficos principais, a saber: a) metamorfismo e deformação, que atingiram condições de fácies anfibolito, restritos às rochas granito-gnáissicas situadas a leste das minas do Fazendão; b) processos tectonometamórficos associados com a deformação do SGRV e SGM, em condições de fácies xisto-verde. O Sinclinal de Santa Rita formou-se entre os citados eventos, todavia foi intensamente deformado durante o evento Brasiliano. Como conseqüência desse tectonismo, o Sinclinal de Santa Rita foi extremamente adelgaçado nessa região.

O evento Brasiliano encontra-se inserido em um contexto de falhamentos de empurrão e descolamentos, com envolvimento do embasamento (Fig. 10). É passível de subdivisão em três fases deformacionais progressivas, sendo uma em regime dúctil não-coaxial e as outras duas em regime rúptil-dúctil a dúctil-rúptil (Silva & Gibotti, 1989; Castro Alves, 1991).

As estruturas geradas na fase D1 são as mais expressivas na área e representadas principalmente por foliação milonítica N4ºE/52ºSE, clivagem contínua planoaxial N6°W/51°NE, lineação de estiramento e mineral (N84°E/48°), lineação de intersecção L1xL0 (E/54°), falhas de empurrão em leque imbricado, descolamento, falhas direcionais e dobras com padrão variável de embainhamento (Fig. 10). Segundo Castro Alves (1991), a fase D2 consiste em clivagem de crenulação com valores médios de N75°W/75°NE e N87°E/87°SE, dobras abertas e mesofalhas transcorrentes próximas a EW, sendo os dobramentos originados principalmente por esforços de natureza transpressional associados às transcorrências. Já a fase D3 caracteriza-se por apresentar crenulações com eixos próximos de NS/15º-17º, kink bands, clivagem de crenulação com traço NS (com mergulho para os dois lados) e ainda falhas inversas e direcionais. Os indicadores cinemáticos mostram uma clara polaridade tectônica de E para W. Os dados estruturais deste item correspondem a populações de 26 a 1179 medidas obtidas de Silva & Gibotti (op. cit.) e Castro Alves (op. cit.).

A serra do Caraça, composta por rochas do Grupo Caraça (denominado Grupo Tamanduá por Dorr, 1969) e situada na porção leste da área pesquisada (Figs. 2 e 10), desempenhou um papel importante como anteparo ao corpo rochoso transportado pela ação dos esforços EW. Assim, ela interferiu sensivelmente na geometria e na distribuição final das estruturas tectônicas, não só das aflorantes na região do Fazendão como também naquelas adjacentes, por exemplo, de Alegria.

ARRANJO ESTRUTURAL DO SUPERGRUPO MINAS NO QF

A estruturação atual do QF é, em primeira instância, resultado da interação de dois grandes grupos de famílias de estruturas gerados em dois grandes eventos, o primeiro de natureza extensional e o segundo de natureza compressional. Outros eventos deformacionais, quer extensionais ou compressionais não podem ser excluídos do presente modelo, tendo em vista que certas feições megascópicas e mesmo mesoscópicas não são explicadas razoavelmente pela ação conjunta dos eventos supramencionados. No entanto, serão resumidas a seguir as principais características dos dois grandes grupos de família de estruturas: 1) O primeiro grupo é definido pelos megassinclinais da Serra do Curral (direção NW-SE), da Moeda (direção N-S), de Dom Bosco (direção E-W), de Santa Rita (direção N-S), os quais acham-se fisicamente interconectados e bordejados por altos do embasamento (Figs. 3 e 14B). Os sinclinais Gandarela e de João Monlevade bem como o Sinclinório de Itabira, orientados segundo N30º-45ºE, ainda que isolados fisicamente das estruturas anteriores, podem ser relacionados em termos genéticos. Admite-se que todos esses corpos pertenciam a um extenso depósito sedimentar (Fig. 14A), que iniciou-se com uma deposição fluvial a fluvio-deltáica (grande parte do Grupo Caraça, Fig. 3) e evoluiu para uma seqüência marinha rasa a profunda (topo do Grupo Caraça e grupos Itabira e Piracicaba, Fig. 3). A fase inicial corresponde a uma sedimentação do tipo rifte e a subseqüente a depósitos marinhos de bacia intracratônica. A separação (com individualização dos megassinclinais) e o deslocamento inicial pode ter se processado em um importante evento extensional semelhante ao mecanismo do tipo metamorphic core complex, descrito por Davis & Coney (1979) e Coney & Harms (1984) para a região de Basin and Range bem como por Parrish et al. (1988) e Ranalli et al. (1989) para os complexos Shuswap e Valhalla, W da América do Norte. O QF se encontraria no antepaís com relação à zona de subdução. Zonas de cisalhamento dúctil a dúctil-rúptil de caráter extensional, afetando as rochas granito-gnáissicas e as supracrustais, são os principais registros desse evento extensional. A lineação mineral e de estiramento, os porfiroclastos assimétricos e as estruturas S-C indicam movimentos de WNW para ESE (na borda oeste do Sinclinal da Moeda) e de NW para SE (nas bordas do Segmento I da Serra do Curral) bem como ascensão de blocos desenvolvendo as estruturas sinformais e antiformais (Fig. 14B). Salienta-se aqui o fato das zonas de cisalhamento extensionais relictas restringiremse à porção oeste do QF, região esta que não apresenta registros fortes da deformação responsável pelo segundo grupo de família de estruturas (cf. Figs. 2 e 15). Internos aos megassinclinais encontram-se mesodobras e deslizamento intraestratal ao longo



Figura 14 — Modelo esquemático para evolução do Quadrilátero Ferrífero no Proterozóico Inferior. A) Bacia do Minas logo após a sua deposição, onde: 1 = limite da bacia com base aos dados atuais; 2 = sedimentos plataformais do Minas; 3 = Supergr. Rio das Velhas; 4 = embasamento. B) Bacia do Minas logo após a deformação extensional, onde: 1 = baixos estruturais; 2 = altos estruturais; 3 a 5 idem a 14A; 6 = granitos transamazônicos (?). SaC = Serra do Curral; SM = Sinclinal da Moeda; SDB = Sinclinal de Dom Bosco; SSR = Sinclinal de Santa Rita; SG = Sinclinal Gandarela; SaCa = Serra do Caraça; CBa = Complexo do Bação; CBo = Complexo Bonfim. do acamamento. Herz (1978) e Jordt-Evangelista et al. (1991) descrevem, na região de Ibirité, minerais de baixa P e média a alta T (biotita, granada, estaurolita, andaluzita, cordierita e silimanita) em rochas da Formação Sabará (Grupo Piracicaba), formando uma auréola de metamorfismo de contato. Esta pode ter sido gerada quando os blocos granito-gnáissicos foram soerguidos, com conseqüente fusão de corpos graníticos. As análises estrutural e mineralógica das zonas de cisalhamento extensionais permitem estabelecer, para a área próxima da localidade Moeda (detalhe, Fig. 6), condições tectonometamórficas compatíveis a uma profundidade de cerca de 10 a 12 km. Esse dado corrobora a idéia de que o QF está profundamente erodido (Almeida, 1977), o que permite supor a perda de uma espessa seção superior (possível bacia gerada durante esse fenômeno extensional?).

2) O segundo grupo de estruturas caracteriza-se por um sistema de cavalgamento e estruturas associadas, cujo transporte tectônico procedeu-se de E para W durante o Brasiliano; já descrito parcialmente por Belo de Oliveira & Vieira (1987) e Marshak & Alkmim (1989). Resumidamente tal evento apresenta três famílias de estruturas, *i.e.*, três fases: a) a primeira, dúctil e penetrativa, gerou empurrões e descolamentos, falhas de rasgamento (E-W) e conjugadas (N60°W e N60°E), lineação de estiramento e mineral, com valores médios em torno de 90 a 100° assim como mergulho variável (cf. dados de transporte tectônico, Fig. 2, obtidos a partir de valores médios das atitudes de lineação mineral e estiramento, com população acima de 100); b) a segunda é definida por mesodobras e microdobras (crenulações) de eixo EW, clivagem plano-axial EW/subvertical e falhas transcorrentes; c) na terceira, por fim, formaram-se meso e microdobras com eixo em torno de NS, clivagem plano-axial subvertical com caimento para W e E, falhas inversas NS e megadobras suaves. Enquanto a primeira família ocorreu em um regime dúctil a rúptil-dúctil, as duas últimas são de caráter dúctil-rúptil. Observa-se que, em certos locais, a primeira fase pode ser desdobrada em várias subfases (ou etapas), considerando que em regiões de alto strain houve a recorrência ou várias etapas de milonitização.

A ação do evento compressional Brasiliano processou-se sobre um arranjo estrutural complexo (Fig. 14B), definido como condições de contorno pré-existentes. Assim, a estrutura sinformal de Dom Bosco formada no primeiro evento, foi aproveitada quando sucedeu a inversão brasiliana. Na envoltória desse Sinclinal, ocorreu invariavelmente o desenvolvimento da foliação milonítica de forma paralela ao contato embasamento/Minas. Já na porção interna do mesmo, onde encontramse expostas as unidades dos grupos Piracicaba e Itacolomi, os cavalgamentos, com direção NS, cortam nitidamente a estrutura sinformal e o bandamento primário; no entanto, quando estes acham-se próximos aos flancos, dispõem-se segundo E-W (cf. perfis A-A' e B-B',

Fig. 5). Como resultado disso, verificam-se empurrões com traços curvos gerados em uma fase única (Fig. 4).

O Complexo do Bação, por já constituir um alto estrutural pré-inversão, apresenta uma foliação milonítica ao longo do contato com as supracrustais, a qual deve ter sido formada em um primeiro estágio, durante o evento extensional descrito acima e invertida parcial ou totalmente durante o de caráter compressional. Essa foliação apresenta indicação de movimento quase que exclusivamente de E para W, e localmente, em especial na porção oeste, possui indicadores cinemáticos extensionais de W para E e de NW para SE, parcialmente invertidos por esse evento. No decorrer do evento Brasiliano (compressional) o Complexo do Bação cavalgou sobre o Sinclinal da Moeda, provocando o estrangulamento nas suas junções com o de Dom Bosco e a Serra do Curral (Figs. 2 e 15). Os anticlinais de Mariana e Vargem do Lima assim como o "Soerguimento Rio das Velhas'' resultaram do soerguimento dos núcleos metamórficos e serviram de superfície de deslizamento para a deformação E-W (evento Brasiliano).

A serra do Caraça, baixo estrutural durante a deposição (Fig. 14A) e soerguida durante a extensão (tornando-se um alto estrutural, Fig. 14B), condicionou a geometria final das estruturas geradas no âmbito do Sinclinal de Santa Rita. Assim, o Sinclinal de Alegria, com eixo ESE-WNW, a rampa frontal do Fazendão e o Sinclinal Conta História, com eixo NW-SE, são estruturas fortemente tectonizadas durante a inversão brasiliana, as quais deformaram o Sinclinal de Santa Rita, cujo eixo originalmente apresentava orientação N-S (Fig. 14B). A presença da serra do Caraça como anteparo à tectônica E-W impediu que o Segmento Central do Sinclinal Gandarela fosse, em grande parte, afetado pelos efeitos da tectônica do Brasiliano, já que o mesmo encontra-se justamente atrás (a oeste) da serra (Fig. 10).

As mega e mesoestruturas do Sinclinório de Itabira e do Segmento II da Serra do Curral evidenciam uma rotação horária devido ao processo deformativo do evento Brasiliano (Figs. 9 e 15).

As megafalhas do Fundão (N60°W-S60°E) e das Cambotas (N70°E-S70°W), possíveis fraquezas crustais pré-Minas, foram reativadas durante o Brasiliano de modo sinistral e dextral, respectivamente (Fig. 15), o que permite compor, junto com as outras feições descritas acima, um campo vetorial com sigma de direção igual a N90°E.

Falhas de rasgamento também são freqüentes na região, dentre as quais a mais evidente é a Falha do Engenho com direção E-W. Esta é provavelmente mais antiga que a própria deposição do Minas e foi reativada durante os eventos extensional e compressional, quando formaram-se novas zonas de cisalhamento, com rotação e translação de corpos. Mesofalhas transcorrentes com direção E-W são freqüentes e normalmente cortam a foliação S1 (*e.g.*: minas do Fazendão, Castro Alves, 1991).

As estruturas E-W da segunda fase do evento Brasiliano acham-se ligadas às componentes transpressionais dos processos de reativação e/ou geração de falhas transcorrentes (N60°E, N60°W e EW). As estruturas N-S (terceira fase) são relativas aos estágios finais das rampas frontais e oblíquas, quando estas atingiram níveis crustais superiores. A contemporaneidade das duas famílias citadas decorre de sua relação de corte ambígua e mesmo do nível estrutural de geração de estruturas.

As feições tectônicas creditadas ao evento compressional de idade brasiliana foram geradas sob um campo tensorial com Sigma 1 de direção igual a N90°E e condições metamórficas de baixo a médio grau.



Figura 15 — Mapa esquemático com as principais feições do Quadrilátero Ferrífero ao final do Ciclo Brasiliano. 1 – transporte tectônico durante o Brasiliano; 2 – limites dos blocos Brasília (W) e Vitória (E); 3 – empurrão frontal e oblíquo; 4 – zona de transcorrência; 5 – zona de cisalhamento extensional; 6 – contato; 7 – área de influência da tectônica brasiliana no Bloco Brasília; 8 – terrenos gnáissicos com granitos brasilianos; 9 – rochas supracrustais do Proterozóico Superior (Supergrupo São Francisco); 10 – rochas supracrustais do Proterozóico Médio (Supergrupo Espinhaço); 11 – rochas supracrustais do Arqueano e Proterozóico Inferior; 12 – terrenos granito-gnáissicos arqueanos e do Proterozóico Inferior. TB – terrenos gnáissicos com granitos brasilianos; br – embasamento retrabalhado no Brasiliano; EM – Espinhaço Meridional; SF – Bacia do São Francisco; QF – Quadrilátero Ferrífero; CBo – Complexo Bonfim.

EVOLUÇÃO TECTÔNICA DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO E ADJACÊNCIAS

A análise dos dados radiométricos disponíveis (Herz, 1970; Cordani *et al.*, 1980; Thorpe *et al.*, 1984; Teixeira, 1985; Delhal & Demaiffe, 1985; Teixeira *et al.*, 1987; Machado *et al.*, 1989; Romano, 1990; Babinski *et al.*, 1991; Machado & Carneiro, no prelo; Teixeira *et al.*, no prelo; Carneiro, no prelo) permite estabelecer o seguinte:

- a) Rochas gnáissicas mais antigas fornecem idade mínima de 2920 e provável 3280 Ma (Machado & Carneiro, no prelo).
- b) Rochas vulcânicas mais antigas (SGRV) evidenciam idades de 2880 e 3030 Ma (Machado et al., 1989).
- c) Granitos foliados que ocorrem no embasamento indicam idade de formação entre 2703 e 2803 Ma (Cordani et al., 1980 e 1989; Teixeira, op. cit.; Machado et al., op. cit.; Romano, op. cit.; Machado & Carneiro, op. cit.), dados obtidos por U/Pb em zircão e Rb/Sr em RT. Esses granitos compõem uma suíte monzogranítica a tonalítica nos complexos Bonfim, do Bação e Caeté. Eles estão cortados por granitos não-foliados de idade de 2703 + 20 / - 24 Ma (U/Pb em zircão, Machado & Carneiro, op. cit.).
- d) Metavulcânicas intermediárias a ácidas do SGRV apresentam, idades U/Pb em zircão semelhantes àquelas dos granitos acima, *i.e.*, 2776 Ma (Machado *et al.*, *op. cit.*).
- e) As unidades dos grupos Itabira e Piracicaba foram depositadas entre 2400 e 2100 Ma conforme dados de Pb/Pb em rochas carbonáticas pouco deformadas do Grupo Itabira (cerca de 2420 ± 25 Ma segundo Babinski et al., 1991). Dados de U/Pb, a partir de zircões ocorrentes em metagrauvacas da Formação Sabará, Grupo Piracicaba (Machado et al., op. cit.), estabelecem a idade máxima de deposição da seqüência superior do Minas em torno de 2125 ± 4 Ma.
- f) Resultado de Pb/Pb em mármores do Grupo Piracicaba (deformados) indica valores de 2050 ± 230 Ma (Babinski *et al.*, 1991).
- g) Corpos de pegmatito e anfibolito do Complexo do Bação, através de determinação radiométrica U/Pb em zircão e titanita, forneceram idades em torno de 2059 ± 6 Ma (Machado et al., 1989). Cordani et al. (op. cit.) e Teixeira (1985) apontam, por método Rb/Sr em RT, que as unidades granito-gnáissicas foram remobilizadas isotopicamente em torno de 2000 Ma.
- h) Os resultados de K/Ar em anfibólio de rochas básicas deformadas e ocorrentes na porção oeste do QF (não afetada pelo evento Brasiliano) apontam idades de 1800 a 1700 Ma, enquanto a biotita em rochas graníticas fornece idades brasilianas a transamazônicas (Teixeira *et al.*, no prelo; Romano, 1990 e Carneiro, *op. cit.*).
- Diques básicos não deformados e ocorrentes na porção oeste do QF revelam idades do Proterozóico Médio e Superior (pelos métodos K/Ar e Rb/Sr, Teixeira et al., no prelo).

- j) Corpos básicos que cortam o SG Espinhaço, na serra das Cambotas, são estratigráfica, petrográfica e quimicamente iguais aos da região de Presidente Juscelino Kubitschek (Espinhaço Meridional). O corpo básico dessa região apontou uma idade de 906 Ma (U/Pb em zircão e badelleyita, Machado et al., 1989) e acha-se deformado pelo evento Brasiliano, como as metabásicas da Serra das Cambotas.
- Dados de K/Ar em biotita, hornblenda e RT de anfibolitos e rochas graníticas deformadas, expostas na porção leste do QF, situam-se entre 1000 e 430 Ma, com concentração maior em torno de 550 a 460 Ma.
- m) Diques de diabásio sem deformação, que cortam todas as unidades pré-cambrianas da região de Itabira, fornecem idade de 120 Ma pelo método K/Ar (Silva *et al.*, 1991).

Considerando os dados geológico-estruturais e geocronológicos apresentados no presente trabalho, bem como dados geofísicos de gravimetria (Haraly *et al.*, 1985 e Ortu, 1990), pode-se sugerir o seguinte quadro evolutivo para o QF e as adjacências.

Os terrenos granito-gnáissicos mais antigos que 3000 Ma são estruturalmente mais complexos, enquanto aqueles com idade de 2700 a 2800 Ma exibem um bandamento NS com lineação mineral horizontal, o qual se justapõe às estruturas NS do QF (e.g.: Sinclinal da Moeda e Complexo Bonfim), O bandamento é arqueano, e o próprio terreno é alóctone, como já demonstrado por Machado & Carneiro (no prelo); esses autores dataram granitos jovens formados a 2703 +20/-24 Ma, cortando o bandamento NS de gnaisses com idade de 2772 \pm 6 Ma.

A formação do SGRV, um greenstone belt, é mais antiga que 2740 Ma e metamorfismo e deformação ocorreram entre 2700 e 2800 Ma (item c), época em que ocorreu a granitogênese arqueana (item b). Apenas entre a serra de Itatiaia e a serra de Ouro Branco (ponto RV, Fig. 3) identificaram-se corpos graníticos injetados e fortemente deformados na seqüência ultramáfica do SGRV, justamente onde as deformações Minas (evento extensional) e brasiliana (evento compressional) afetaram pouco essas unidades. Nesse local as rochas estão fortemente deformadas por uma tectônica transcorrente dextral, a qual é considerada o mecanismo de deformação principal das unidades do SGRV e dos TGG's associados.

No entanto, quase a totalidade das unidades do SGRV foi tectonizada e metamorfisada pelos eventos I e II do Proterozóico, dificultando assim uma melhor caracterização da tectônica arqueana do SGRV.

A deposição do SGM ocorreu principalmente sobre as unidades do SGRV que, através de sua seqüência litológica, traduz um período de quiescência e consolidação da crosta arqueana. Com isso foi possível formar as extensas formações ferríferas bandadas (BIF's) em condições plataformais ou em uma bacia intracratônica de amplitude continental (acima de 10.000 km², veja reconstrução, Fig. 14A). Os dados de Pb/Pb em carbonatos não-deformados apontam uma idade de 2400

As unidades do SGM foram afetadas primeiramente por uma tectônica extensional de expressão regional. Esta provocou soerguimento dos blocos do embasamento, formação de zonas de cisalhamento extensionais (ao longo do contato supracrustais/TGG's e nos próprios TGG's) bem como a nucleação dos megassinclinais interconectados e dos sinclinais isolados do QF. Esta tectônica peculiar constitui possivelmente a resposta ao choque de blocos continentais durante o Transamazônico (entre 2100 e 1900 Ma), choque este que envolveu o Cráton de Paramirim e suas faixas marginais. A região corresponderia a núcleos metamórficos arqueanos soerguidos em ambiente extensional, como resposta a uma zona de subducção a leste, a exemplo do que ocorreu na costa oeste dos EUA (região de Cordilheira). As zonas de cisalhamento, superfícies pelas quais a tensão cisalhante foi dissipada, e as megadobras são também de idade transamazônica. A formação dessas estruturas (soerguimento de blocos, zonas de cisalhamento extensionais e megassinclinais) é atribuída ao Transamazônico, pelo fato dos dados de resfriamento de crosta na porção oeste (por K/Ar), onde a deformação brasiliana não provocou mudanças isotópicas significativas, girarem em torno de 1700 Ma; os poucos dados isotópicos Rb-Sr, U-Pb disponíveis e confiáveis indicam uma remobilização crustal nos núcleos metamórficos em torno de 2000 Ma (itens e, f e g). As auréolas de metamorfismo de contato identificadas nas supracrustais próximas ao Complexo do Bação e da Serra do Curral, podem ser produto das intrusões de granitos transamazônicos, ligados a esses fenômenos extensionais. Devese salientar que na região do QF não foram ainda encontrados corpos graníticos de idade transamazônica. mas somente uma remobilização isotópica do sistema Rb/Sr por volta de 2000 Ma (item g).

O monitoramento da geração de diques e corpos básicos em toda a extensão do QF permite distinguir os corpos afetados daqueles poupados pelo evento Brasiliano, fato este confirmado pelo mapeamento das estruturas sinbrasilianas na região norte do QF, onde localizam-se o Espinhaço Meridional e a Bacia de São Francisco bem como seu prolongamento para dentro do QF (Fig. 15). Diques mesoproterozóicos com características próprias (Silva et al., 1991) ocorrem amplamente na região estudada e apontam idade de formação em torno de 1000 Ma. Esse grupo de rochas quando presente no limite não-deformado pelo evento Brasiliano, apresenta-se livre de deformação e corta as unidades arqueanas e transamazônicas (TGG, SGRV e SGM), como é no caso do corpo exposto em Ibirité. No âmbito do evento Brasiliano, esses corpos básicos encontram-se deformados, a exemplo do que ocorre com os corpos da mina de Raposos (MR na Fig. 19), de Barão de Cocais e serra das Cambotas (Silva et al., op. cit.).

Os dados acima vêm corroborar a hipótese segundo a qual o Cráton de São Francisco (CSF) tenha sido, durante o Proterozóico Médio, uma região onde os fenô-

A relação das estruturas sinbrasilianas no Espinhaco/BSF e no QF, a presença de rochas básicas mesoproterozóicas deformadas e não-deformadas nas porções E e W do QF, respectivamente, e ainda idades de resfriamento em torno de 500 Ma para as supracrustais do SGM e SGRV (em especial para a porção leste) não deixam dúvidas de que a deformação brasiliana foi importante para a região. Como conseqüência, observase a formação de um fold-thrust belt (FTB) em resposta ao fechamento da borda leste do CSF, com possível zona de subducção mergulhando para E (Fig. 15). Os blocos do embasamento já soerguidos funcionaram como obstáculos e/ou canalizadores da deformação, os megassinclinais foram amplificados, rotacionados e transladados, as zonas de fraqueza pré-existentes foram amplamente reaproveitadas e houve a formação de novas feições estruturais, típicas de FTB. Durante o Brasiliano, houve um espessamento crustal em resposta ao choque dos blocos Vitória e Brasília (Fig. 15), que corresponde a anomalia gravimétrica ao longo da região Acaiaca (Haraly et al., 1985) e a oeste de Itabira (Ortu, 1990). Granitos brasilianos são amplamente encontrados a leste destas regiões, ou seja, no Bloco Vitória (Siga Jr. et al., 1987; Soellner et al., 1987).

No QF, a tectônica de inversão foi ativa principalmente nas supracrustais e ao longo do contato TGG/SGRV, TGG/SGM e SGRV/SGM. A leste do QF, houve só retrabalhamento dos TGG. Acresção crustal significativa ocorre no bloco da Província Mantiqueira (Fig. 15).

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os dados aqui apresentados permitem individualizar dois grandes eventos deformacionais presentes após a deposição do Minas, o primeiro de caráter extensional, com idade entre 2100 a 1700 Ma (transamazônico), e o segundo compressional, de idade brasiliana (650 a 470 Ma).

Evento Extensional Regional

Este atingiu condições de fácies xisto-verde nas zonas de cisalhamento dúctil a dúctil-rúptil quando junto aos contatos dos TGG's e rochas supracrustais, enquanto no interior dos megassinclinais (Fig. 14B) a deformação (caracterizada por dobras e deslizamento intraestratal) e o metamorfismo foram bem menos intensos. As auréolas de metamorfismo de contato também estariam associadas a esse evento devido a fusão de rochas graníticas, ou por justaposição de uma crosta mais quente ao lado das supracrustais menos quentes.

A ascensão dos blocos, já sugerida por outros mecanismos (Dorr, 1969; Drake & Morgan, 1980; Alkmim *et al.*, no prelo), tem a sua origem ligada aos processos extensionais supramencionados. Numa primeira hipóte-

se, atribui-se esses processos a um evento algo similar à formação de núcleos metamórficos descritos na porção oeste da América do Norte, o que implicaria pelo menos numa zona de subducção mergulhando por sob o Craton Paramirim, definido por Almeida (1977, 1981). Outra alternativa seria a formação dessas estruturas extensionais ligadas a um fenômeno extensional regional, por exemplo, semelhantes àqueles associados à abertura de continentes, de alguma forma apresentado por Wernicke (1990). Por último, salienta-se aqui que essa extensão é de extrema importância para o entendimento de estruturas especiais como a do QF, sem descrição similar até o momento, e que podem indicar a ocorrência de um fenômeno vital de relaxamento da crosta arqueana ao final do Proterozóico Inferior.

Ao analisar-se os segmentos não afetados pela inversão E-W, na porção oeste do QF, observa-se uma variação do campo cinemático definido pelas estruturas extensionais, que se dispõe conforme o próprio plano de contato entre os TGG e rochas supracrustais (campo cinemático local). No entanto, caso aceite-se que uma das hipóteses supramencionadas esteja correta, o soerguimento dos blocos e a extensão devem ter obedecido um campo vetorial regional. Os poucos dados disponíveis, aliados à disposição de algumas megaestruturas, as quais acredita-se não terem sido rotacionadas substancialmente pela deformação E-W (e.g. indicadores de transporte WNW para ESE e NW para SE bem como estruturas NE-SW), sugerem um movimento geral de WNW para ESE. Assim, partes das estruturas NE-SW, como o Sinclinal Gandarela, seriam estruturas extensionais e não, compressionais, como argumentado pelos outros modelos.

Evento Compressional E-W

O evento compressional E-W, em si, está muito bem documentado no que tange as suas estruturas e a sua cinemática. Pode-se delinear claramente as zonas de baixa magnitude de deformação em contraposição as de alta à intermediária magnitude de deformação em uma mesma região ou estrutura. Durante a fase de deformação principal (fase 1) as condições de metamorfismo variaram de anquimetamorfismo a anfibolito inferior, enquanto nas fases que a sucedem (2 e 3) dominou retrometamorfismo até condições de xisto verde inferior. No entanto, em termos gerais, a deformação e o metamorfismo do Evento E-W decrescem de leste para oeste (Almeida, 1977). Esse evento faz parte do fold-and-thrust belt Brasiliano, em parte descrito por Marshak & Alkmim (1989) e Belo de Oliveira & Vieira (1987), sendo a região do QF correspondente a sua porção intermediária a distal. A sua idade é fundamentada na própria extensão das estruturas sinbrasilianas da Bacia São Francisco e Espinhaço Meridional, bem como na relação dos diques mesoproterozóicos deformados na área de influência do Brasiliano em contraposição aos não deformados na região pouco a não afetada por esse evento (Fig. 15).

Modelo atual X outros modelos

Dentre os modelos previamente citados, i.e. Cordani et al. (1980), Ladeira & Viveiros (1984), Marshak & Alkmim (1989), Alkmim et al. (no prelo), existe o consenso em torno de uma deformação compressional Minas, de idade transamazônica e com campo vetorial de SE para NW, a qual deveria ser o principal processo de deformação. Esses autores se baseiam principalmente na orientação e na geometria de algumas megaestruturas NE-SW (Fig. 2), sem uma correspondência direta de indicadores cinemáticos para tal. Conforme já discutido, os registros de deformação pré-Evento E-W devem ocorrer ao longo de zonas de muito baixo strain de sua área de influência, ou na porção oeste do QF (Fig. 15). Nesses locais, consegue-se definir ao longo das unidades do Minas apenas as estruturas do Evento Extensional e, muito localizado, estruturas compressionais relativas ao Evento E-W. Como já foi referido antes, essas megaestruturas com orientação NE-SW podem ter-se originado em um campo de natureza extensional com transporte de WNW para ESE.

Outro aspecto importante é o que se refere às estruturas de orientação EW, que são: Sinclinal de Dom Bosco, mesodobras abertas a fechadas, crenulações e clivagens. Tais estruturas, na concepção de Dorr (1969), Ladeira & Viveiros (1984) e Marshak & Alkmim (1989), deveriam ter-se formado em um campo vetorial de direção N-S. O Sinclinal de Dom Bosco, que se interconecta com os sinclinais da Moeda e de Santa Rita, formouse pelo soerguimento dos blocos granito-gnáissicos (em parte admitido por Dorr op. cit.). As mesodobras abertas a fechadas e crenulações com eixo E-W bem como clivagens associadas formaram-se, em grande parte, durante a segunda fase do Evento Compressivo Brasiliano, especialmente por fenômenos transpressivos. Interessante é que estas estruturas E-W desenvolveram-se espacial (mesmo nível estrutural) e temporalmente às estruturas N-S da designada terceira fase do Evento E-W. Marshak & Alkmim (op. cit.) as separam, colocando as estruturas E-W como pertencentes à Orogênese Uruaçuana (ca. de 1300 Ma) e as N-S à Brasiliana (ca. 600 Ma), sem dados substanciais para tal hipótese.

O fenômeno extensional, a que se referem Marshak & Alkmim (*op. cit.*), é neste trabalho também correlacionável ao magmatismo e sedimentação mesoproterozóicos (cf. Tab. 1). No entendimento dos presentes autores, corresponde ao evento extensional mesoproterozóico a nível de Craton São Francisco (Chemale Jr. *et al.*, 1991).

Geração de rochas	Idade	Caráter Tectônico e Outras Características
1. Formação dos terreos granito-gnáissicos mais antigos.	> 2920 Ma	Tectônica compressional com estruturação complexa.
2. Deposição da seqüência vulcano-sedimentar do SGRV (greenstone belt).	> 2880 Ma	Tectônica extensional com magmatismo komatiítico e toleiítico
 Deformação e metamorfismo do SGRV com magmatis- mo ácido a intermediário bem como geração rochas gra- nito-gnáissicas. 	2780 a 2703 Ma	Tectônica compressional com caráter predominantemen- te direcional. Presença de foliação e bandamento com direção N-S e mergulhos altos bem como lineação mine- ral sub-horizontal a horizontal.
4. Deposição do Supergrupo Minas (início da deposição da unidade intermediária por volta de 2400 Ma)	< 2703 e > 2100 Ma	Fase rifte inicial com extenso depósito plataformal (in- tracratônico) subseqüente.
 Remobilização isotópica das rochas supramencionadas com formação de pegmatitos e anfibolitos no embasa- mento e rochas de baixo grau no SGM. 	2060 a 2030 Ma	Tectônica extensional com desenvolvimento de megazo- nas de cisalhamento extensionais, soerguimentos dos blocos arqueanos e formação dos megassinclinais (even- to associado a um <i>metamorphic core complex?</i>).
6. Intrusão de diques máficos	1700 a 1500 Ma 1200 a 900 Ma	Tectônica extensional com rifteamento mesoproterozói- co do Craton São Francisco. Tectônica extensional relativa à abertura do proto-ocea- no Brasiliano/Panafricano.
7. Deformação e metamorfismo das unidades do QF.	650 a 470 Ma	Tectônica compressional com implantação de um fold-thrust belt Brasiliano, porção intermediária a distal.
8. Tectônica Mesocenozóica com formação de diques bási- cos e bacias sedimentares.	< 130 Ma	Registros extensionais relativos à abertura dos continen- tes América do Sul e África.

Tabela 1 - Síntese da Evolução Tectônica do Quadrilátero Ferrífero e Adjacências.

Agradecimentos — Os autores agradecem às empresas de mineração CVRD, MBR e SAMITRI pelo apoio logístico durante grande parte do trabalho de campo e ao CNPq e à FINEP pelo auxílio financeiro através dos projetos 404983/88.0 e 413/86/0037.01, respectivamente.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Alkmim, F.F. 1985. Sedimentologische, lithostratigraphische und tektonische Untersuchungen in der Serra de Ouro Branco, Minas Gerais, Brasilien. Technische Universitaet Clausthal, Tese de Doutorado. 217 p. ; Quade, H.; Evangelista, M.T.R. Um modelo para evolução tectônica do Supergrupo Minas e Grupo Itacolomi no Quadrilátero Ferrífero, MG. *Revista Brasileira de Geociências* (no prelo).

Almeida, F.F.M. 1977. O Cráton de São Francisco. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, 7 (4): 349-364.

- _____. 1981. O cráton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco. Anais, 1º Simpósio sobre o Cráton São Francisco e suas Faixas Marginais, Salvador, SBG: 1-10.
- suas Faixas Marginais, Salvador, SBG: 1-10.
 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, 3º Congresso Brasileiro de Geoquímica, São Paulo. SBGq, 2: 628-631.
- sileiro de Geoquímica, São Paulo. SBGq, 2: 628-631.
 Belo de Oliveira, O.A. & Vieira, M.B.H. 1987. Aspectos da deformação dúctil e progressiva no Quadrilátero Ferrífero. Anais, 4º Simpósio de Geologia Núcleo Minas Gerais, Belo Horizonte, SBG, Boletim 7: 237-253.
- Carneiro, M.A. Geocronologia e Geoquímica do Complexo Bonfim. Pós-Graduação em Geociências, Universidade de São Paulo. Tese de Doutorado (em preparação).
- Castro Alves, J.A. 1991. Reconstrução Estocástica da Mina São Luiz, Complexo Fazendão, MG. Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto. Tese de Mestrado. 211 p.
- Chemale Jr., F. 1987. Tektonische, lagerstaettenkundliche und petrographische Untersuchungen im Eisenerzrevier Itabira, Minas Gerais, Brasilien. Technische Universitaet Clausthal, Tese de Doutorado. 140 p.
- & Endo, I. 1990. Projeto Sinclinal Gandarela Parte II. Convênio Mineração Brasileira Reunidas/Universidade Federal de Ouro Preto. Relatório Interno. 39 p. ; Quade, H. & Santana, F.C. 1987. Economic and Structural
- ; Quade, H. & Santana, F.C. 1987. Economic and Structural Geology of the Itabira Iron District, Minas Gerais, Brazil. Zentralibiatt fuer Geologie und Palaeontologie, VI (7/8): 743-752.
 ; Alkmin, F.F. & Endo, I. 1991. Tectonics Style of Middle
- _____; Alkmim, F.F. & Endo, I. 1991. Tectonics Style of Middle and Upper Proterozoic supracrustal rocks in the interior of the São Francisco Craton. Abstracts, 8. International Symposium on Gondwana, Hobart, p.17. Coney, P.J. & Harms, T.A. 1984. Cordilleran metamorphic comple-
- Coney, P.J. & Harms, T.A. 1984. Cordilleran metamorphic complexes: Cenozoic extensional relics of Mesozoic compression. *Geo*logy, 12: 550-554.
- Cordani, U.G.; Kawashita, K.; Müller, 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 Academia Brasileira de Ciências, 52 (4): 785-799.Cordani, U.G.; Teixeira, W.; Siga Jr., O. 1989. Geocronologia do
- Cordani, U.G.; Teixeira, W.; Siga Jr., O. 1989. Geocronologia do Quadrilátero Ferrífero. Boletim, XXI Semana de Estudos da SI-CEG, Ouro Preto, 21: 27-44.
 Crocco-Rodrigues, F.A.; Costa, A.F.; Souza, F.A.C. & Rosière, C.A.
- Crocco-Rodrigues, F.A.; Costa, A.F.; Souza, F.A.C. & Rosière, C.A. 1989.Sistemas de Cavalgamento do Nordeste do Quadrilátero Ferrífero - MG. Anais, 5º Simpósio de Geologia Núcleo Minas Gerais, Belo Horizonte. SBG, Boletim 10: 6-10.
- Davis, G.H. & Coney, P.J. 1979. Geologic development of the Cordilleran metamorphic core complexes. *Geology*, 7: 120-124. Delhal, J. & Demaiffe, D. 1985. U-Pb Archean Geocronology of the
- Delhal, J. & Demaiffe, D. 1985. U-Pb Archean Geocronology of the São Francisco Craton (Eastern Brazil). *Revista Brasileira de Geociências*, 15 (1): 55-60. Dorr, J.N. 2d. 1969. Physiographic, stratigraphic, and structural
- Dorr, J.N. 2d. 1969. Physiographic, stratigraphic, and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. U. S. Geological Survey Profissional Paper. 641-A: 1-110.
- Drake, A.A. Jr. & Morgan, B.A. 1980. Precambrian plate tectonics in the Brazilian schield: evidence from the pre-Minas rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. U. S. Geological Survey Profissional Paper, 119: 81-819.
- Endo, I. 1988. Análise Estrutural Qualitativa do Minério de Ferro e encaixantes da Mina de Timbopeba - Borda Leste do Quadrilátero Ferrífero, Mariana, Mg. Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto. Tese de Mestrado. 130 p.
- & Chemale Jr., F. 1991a. Implicações tectônicas das estruturas extensionais no Quadrilátero Ferrífero, MG. Boletim, III Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Rio Claro, SBG: 51-53.
 1991b. Projeto Sinclinal de Alegria - Aba NE. SAMITRI, Ma-
- riana. Relatório interno. 16 p. Evangelista, M.T.R. 1984. Strukturelle und texturelle Untersuchungen in der Eisenerzlagerstätte "Mutuca" bei Belo Horizonte, Minas Gerais, Brasilien. Technische Universitaet Clausthal. Tese de
- Doutorado, 171 p.
 Fonseca, M.A. 1990. O Sinclinal de Ouro Fino: Análise Descritiva e Cinemática de um segmento do Sistema Fundão. Quadrilátero
- e Cinemática de um segmento do Sistema Fundão, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Pós-Graduação em Geologia, Universida-

de Federal de Ouro Preto. Tese de Mestrado. 102 p.

- Gloeckner, K.H. 1981. Lithostratigraphie, Sedimentologie, Tektonic und Metamorphose der proterozoischen Itacolomi-Serie bei Ouro Preto, Minas Gerais, Brasilien. Clausthaler Geowissenschaftliche Dissertationen, 10: 1-221.
- Gomes, N.S. 1985. Petrologische-geochemische Untersuchungen im Bação-Komplex Eisernes Viereck, Minas Gerais, Brasilien. Technische Universitaet Clausthal. Tese de Doutorado. 209 p.
- Guild, P.W. 1957. Geology and Mineral Resources of the Congonhas District, Minas Gerais, Brazil. U. S. Geological Survey Profissional Paper, 290: 1-90.
- Hackspacher, P.C. 1979. Strukturelle und texturelle Untersuchungen zur Internen Deformation des Eisenreicherzkoerpers der Grube "Águas Claras' bei Belo Horizonte/Minas Gerais, Brasilien. Clausthaler Geologische Abhandlungen, 34: 1-164.
- Clausthaler Geologische Abhandlungen, 34: 1-164.
 Haraly, N.L.E.; Hasui, Y.; Mioto, J.A.; Hamza, V.M. & Rodrigues, C.V.R. 1985. Ensaio sobre a estruturação crustal do Estado de Minas Gerais com base na informação geofísica e geológica. Boletim Especial, Contribuições à Geologia e Petrologia, Belo Horizonte, SBG-MG: 71-93.
- Herz, N. 1970. Gneissic and Igneous Rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. U. S. Geological Survey Profissional Paper, 641-B: 1-58.
- 1978. Metamorphic rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. U. S. Geological Survey Profissional Paper, 641-C: 1-78.
- Hobbs, B.E.; Means, W.D. & Willians, P.F. 1976. An outline of structural geology. John Willey & Sons, New York. 571 p. Hoefs, J.; Müller, G. & Schuster, A.K. 1982. Polymetamorphic rela-
- Hoefs, J.; Müller, G. & Schuster, A.K. 1982. Polymetamorphic relations in iron ores from the Iron Quadrangle, Brazil: The correlation of oxygen isotope variations with deformation history. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 79: 241-251.Inda, H.A.V.; Schorscher, H.D.; Dardenne, M.A.; Schobbenhaus,
- Inda, H.A.V.; Schorscher, H.D.; Dardenne, M.A.; Schobbenhaus, C.; Haraly, N.L.E.; Branco, P.C.A. & Ramalho, R. 1984. O Cráton São Francisco e a Faixa de Dobramentos Araçuaí. In: Schobbenhaus, C.; Campos, D.A.; Derze, G.R.; Asmus, H.E. (ed.) Geologia do Brasil. Departamento Nacional da Produção Mineral, Brasília. p. 193-248.
 Januzzi, A. & Alkmim, F.F. 1989. Geologia Estrutural da Mina de
- Januzzi, A. & Alkmim, F.F. 1989. Geologia Estrutural da Mina de Alegria (SAMITRI), Município de Mariana (MG). SAMITRI, Mariana. Relatório Interno. 13 p. Jordt Evangelista, H. 1984. Petrologische Untersuchungen im Gebie-
- Jordt Evangelista, H. 1984. Petrologische Untersuchungen im Gebiete zwischen mariana und Ponte Nova, Minas Gerais, Brasilien. Technische universitaet Clausthal. Tese de Doutorado. 183 p. _____; Alkmim, F.F. & Marshak, S. 1991. Metamorfismo progressi-
- ; Alkmim, F.F. & Marshak, S. 1991. Metamorfismo progressivo e a ocorrência dos 3 polimorfos de Al203SI05 (Cianita, Andaluzita e silimanita) na Formação Sabará em Ibirité, Quadrilátero Ferrífero, MG. Anais, 6º Simpósio de Geologia Núcleo Minas Gerais, Ouro Preto, SBG. (no prelo).
- Ladeira, E.A. 1980. Metallogenesis of Gold at the Morro Velho Mine, and in Nova Lima District, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. University of Western Ontario. Tese de Doutoramento. 272 p.
- 1985. Metalogênese do ouro da mina de Morro Velho e no distrito Nova Lima, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. Boletim Especial, Contribuições à Geologia e Petrologia, Belo Horizonte, SBG-MG: 95-151.
- _____ & Viveiros, J.F.M. 1984. Hipótese sobre a Estruturação do Quadrilátero Ferrífero com Base nos Dados Disponíveis. *Boletim Especial*, Belo Horizonte, SBG-MG, 4: 1-14. Lister, G.S. & Snoke, A.W. 1984. S-C Mylonites. *Journal of Structu*-
- Lister, G.S. & Snoke, A.W. 1984. S-C Mylonites. Journal of Structural Geology, 6 (6): 617-638.Lobato, L.M.; Rosière, C.A. & Riffel, B.F. 1989. Metamorfismo em
- Lobato, L.M.; Rosière, C.A. & Riffel, B.F. 1989. Metamorfismo em zonas de cisalhamento na Fm. Moeda: Implicações metalogenéticas e deformacionais. Anais, 5º Simpósio de Geologia Núcleo de Minas Gerais, Belo Horizonte, SBG, Boletim 10: 11-15.
- Machado, N. & Carneiro, M. A major Archean Tectonothermal Event in the São Francisco shield, Brazil: U-Pb Evidence from the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *Geology*. (No prelo).
- the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *Geology*. (No prelo). 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*, 5º Simpósio de Geologia Núcleo de Minas Gerais, Belo Horizonte, SBG, Boletim 10: 1-5.
- Marshak, S. & Alkmim, F.F. 1989. Proterozoic extension/contraction tectonics of the southern São Francisco Craton and adjacent regions, Minas Gerais, Brazil: A kinematic model relating Quadrilátero Ferrífero, São Francisco Basin and Cordillera do Espinhaço. *Tectonics*, 8 (3): 555-571.

- Mascarenhas, J.F.; Misi, A.; Motta, A.C.; Silva Sá, J.H. 1984. Pro-víncia São Francisco. In: Almeida, F.F.M. & Hasui, Y. (coord.) O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo, E. Blücher. p. 46-122.
- Ortu, J.C. 1990. Modelagem tectono-geofísica da porção sul da Ba-cia do São Francisco, Minas Gerais. Pós-Graduação em Geologia,
- Universidade Federal de Ouro Preto. Tese de Mestrado. 149 p. Parrish, R.R.; Carr, S.D. & Parkinson, D.L. 1988. Eocene extensio-nal tectonics and geochronology of the southern Omineca belt, British Columbia and Washington. Tectonics, 7: 181-212.
- Pires, F. 1979. Structural geology and stratigraphy at the junction of the Curral Anticline and the Moeda Syncline, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. Michigan Tecnological University, Tese de Doutoramento. 220 p.
- Pomerene, J.B. 1964. Geology and Ore Deposits of the Belo Horizon-te, Ibirité and Macacos Quadrangles, Minas Gerais, Brazil. U. S. Geological Survey Professional Paper, 341-D: 1-84.
- Powell, C.M. 1979. A morphological classification of rock cleavage. Tectonophysics, 58: 21-34.
- Quemeneur, J.J. & Vidal, P. 1987. Primeiras datações radiométricas dos granitos de São João del Rei. Anais, 5º Simpósio de Geo-logia Núcleo de Minas Gerais, Belo Horizonte, SBG, Boletim 10: 50-54.
- Ramsay, J.G. 1967. Folding and Fracturing of rocks. McGraw-Hill, New York. 568 p.Ranalli, G.; Brown, R.L. & Bodaschin, R. 1989. A geodynamic mo-
- del for extension in the Shuswap core complex, southeastern Canadian Cordillera. Canadian Journal of Earth Sciences, 26: 1647-1653.
- Romano, C. 1990. La Évolution Tectonique de la region du Quadriláter Ferrifer, Minas Gerais, Brésil. Universidade de Nanci I, Tese de Doutorado. 259 p.
- Rosière, C.A. 1981. Strukturelle und texturelle Untersuchungen in der Eisenerzlagerstätte "Pico de Itabira" bei Itabirito/Minas Ge-rais, Brasilien. Technische Universitaet Clausthal. Tese de Doutorado. 302 p.
- Chemale Jr., F. & Endo, I. 1990. Der tektonische Aufbau des Eisernen Vierecks - Ein Modellversuch. Zusammenfassungen, XII Geowissenschaftliches Lateinamerika Kolloquium, München, p. 14.
- & Crocco-Rodrigues, F.A. 1991. Geologia estrutural da sinclinal de Gandarela. Boletim, III Simpósio de Estudos Tectônicos, Rio Claro: 14-16
- Schorscher, H.D.; Carbonari, F.C.; Polonia, J.C. & Moreira, J.M.P. 1982. Quadrilátero Ferrífero - Minas Gerais State: Rio das Velhas greenstone belt and Proterozoic rocks. Excursion Annex, International Symposium on Archean and Early Proterozoic, Salvador, SBG: 46 p.
- Siga Jr., O.; Cordani, U.G.; Basei, M.A.S.; Teixeira, W.; Kawashi-

- Silva, A.M. & Gibotti, M. 1989. Petrografia, Geoquímica e Geologia Estrutural das Minas do Fazendão e adjacências. Curso de Graduação em Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto. Traba-lho de Graduação. 126 p. ____; Kuyumjian, R.M. & Chemale Jr., F. 1981. Mafic Dikes
- Swarms in the Southern São Francisco Craton, Southeastern Bra-zil. Extended Abstracts, III International Symposium on Mafic Dykes, São Paulo, SBG: 90-93.
- Simmons, G.C. & Maxwell, C.H. 1961. Grupo Tamanduá da Série Rio das Velhas. DNPM, Divisão de Geologia e Mineração, Boletim 211: 31 p.
- Soellner, F.; Lammerer, B.; Weber-Diefenbach, K. & Hansen, B.T. 1987. The Brasiliano orogenesis: Age-determinations (Rb-Sr and U-Pb) in the coastal mountain region of Espírito Santo, Brazil. Zentralblatt fuer Geologie und Palaentologia, I (7/8): 729-741.
- Souza, P.C. & Müller, G. 1984. Primeiras estruturas algais compro-vadas na Formação Gandarela, Quadrilátero Ferrífero. Revista da Escola de Minas de Ouro Preto, 2: 161-198.
- Souza Gomes, C.J. 1985. Strukturelle und texturelle Untersuchungen im Bação-Komplex und seinen Rahmen-gesteinen, Eisernes Viereck, Minas Gerais, Brasilien. Technische Universitaet Clausthal. Tese de Doutorado. 190 p.
- Teixeira, W. 1985. A evolução geotectônica da porção meridional do Cráton do São Francisco, com base em interpretações geocronológicas. Curso em Pós-Graduação em Geociências. Universida-
- de de São Paulo. Tese de Doutorado. 207 p. ____; Jordt Evangelista, H.; Kawashita, K.; Taylor, P.N. 1987. Complexo Granulítico de Acaiaca, MG: Idade, Petrogênese e Implicações Tectônicas. Anais, 4º Simpósio de Geologia Núcleo de Minas Gerais, Belo Horizonte, Boletim 7: 58-71 ; Kawashita, K.; Pacchio, M. & Tame, N.R. Geocronologia
- K-Ar do Enxame de Diques Básicos da Parte Meridional do Cráton de São Francisco e Implicações no Contexto Geotectônico. (no prelo).
- Thorpe, R.I.; Cumming, G.L.; Krstic, D. 1984. Lead isotope evidence regarding age of gold deposits in the Nova Lima district, Mi-nas Gerais, Brazil. Revista Brasileira de Geociências, 14 (3): 147-152. Turner, F.J. & Weiss, L.E. 1963. Structural analysis of metamor-
- Hurler, F.J. & Weiss, L.E. 1965. Structural analysis of metamor-phic tectonites. McGraw-Hill, New York. 545 p. Wernicke, B. 1990. The fluid crustal layer and its implications for continental dynamics. In: Salisbury, M.H. & Fountain, D.M. (ed.) Exposed Cross-Sections of the Continental Crust. Blackwell Scien-tics. Science 2016, 1997.
- tific Publications, Oxford. p. 509-544.