

ANÁLISE MICROESTRUTURAL E DE EIXOS-C DE QUARTZO NA SEÇÃO AIMORÉS (MG)-COLATINA (ES)

TIAGO DA ROCHA KARNIOL¹ & RÔMULO MACHADO²

Abstract *MICROSTRUCTURAL ANALYSIS AND OF C-AXIS OF QUARTZ IN THE AIMORÉS (MG)-COLATINA (ES) SECTION*
 This work presents microstructural and crystallographic c-axis pattern data in high grade metamorphic rocks in the Aimorés (MG) - Colatina (ES) section. Undulatory extinction in several minerals, bent twins in plagioclase and recrystallization of quartz as ribbons and chessboard patterns, which are features consistent with a high temperature deformation path (550 - 700°C). The c-axis pattern suggests basal $\langle a \rangle$ prism[c] switch and form type-II crossed girdles related to non-coaxial deformation. The kinematic indicators at the microscopic scale suggest compressive top-to-SW-SSW and extensive top-to-NE-NNE movements, suggesting kinematic superposition. The presence of cordierite implies a low pressure metamorphism path, possibly related to the exhumation history.

Keywords: microstructures, quartzo c-axis, deformação mecanismos, kynematics, Araçuaí Belt

Resumo Este trabalho apresenta os resultados de estudos microestruturais e de eixos-C de quartzo em rochas metamórficas de alto grau na seção entre Aimorés (MG) e Colatina (ES). São caracterizadas feições como extinção ondulante de minerais, deformação dúctil em geminação de plagioclássio, recristalização do quartzo como *ribbons* e padrão de deformação tipo “tabuleiro de xadrez”, compatíveis com deformação em condições de alta temperatura (entre 550 e 700°C). Os diagramas de eixos-C de quartzo mostram a existência de deslizamentos nos planos basal $\langle a \rangle$ e prismático [c] do quartzo e predominância de padrões em guirlanda cruzada assimétrica do tipo II, indicando a presença de regime de deformação não-coaxial. Os indicadores cinemáticos em escala microscópica sugerem fluxo extensional para NE-NNE e contracional para SW-SSW, configurando um quadro de superposição cinemática. A presença de cordierita sugere regime metamórfico de baixa pressão, associado ao estágio de exumação.

Palavras-chave: microestruturas, eixos-C de quartzo, mecanismos de deformação, cinemática, Faixa Araçuaí.

INTRODUÇÃO Este trabalho apresenta os resultados de estudos microestruturais e eixos-C de quartzo realizados em rochas metamórficas de alto grau (gnaisses e granulitos), associadas a charnockitos e granitos tipo-S, na região do Baixo Rio Doce. Foram estudadas amostras orientadas provenientes de afloramentos localizados ao longo de uma seção entre as cidades de Aimorés (MG) e Colatina (ES).

A análise cinemática em escala microscópica foi conduzida a partir de amostras cortadas segundo o plano XZ do elipsóide de deformação finita. Para determinação do sentido de rotação do componente do fluxo deformacional, utilizou-se os mesmos procedimentos e critérios da análise cinemática da escala mesoscópica estabelecidos na literatura (Berthé *et al.* 1979, Simpson & Schmid 1983, Lister & Snee 1984, Choukroune *et al.* 1987, Hanmer & Passchier 1990, Passchier & Trouw 1996). Esta análise baseou-se na descrição de estruturas microscópicas como tramas S-C e S-C' de foliações, minerais assimétricos, estirados e rotacionados.

Os dados estruturais desta seção geológica (de oeste para leste) são agrupados em quatro domínios estruturais (I, II, III e IV), segundo a análise geométrica e cinemática discutida por Karniol & Machado (2004).

Inúmeros trabalhos descrevem o comportamento de eixos-C de quartzo e o seu significado geológico em termos de mecanismos de deformação (Lister & Price 1978, Lister & Williams 1979, Lister & Hobbs 1980, Hobbs 1985, Price 1985, Schmid & Casey 1986, Platt & Behrmann 1986, Law 1987, Law *et al.* 1990, Fueten 1992, Hippert 1994, dentre outros). A utilização de estereogramas de eixos-C de quartzo como indicadores de fluxo foi possível em

função da presença abundante de quartzo nas amostras estudadas. O padrão assimétrico dos diagramas relaciona-se ao fluxo não-coaxial (Lister & Price 1978, Lister & Williams 1979).

ARCABOUÇO TECTÔNICO REGIONAL A seção delimitada para este estudo insere-se no prolongamento norte do domínio interno do Cinturão Paraíba do Sul ou Paraibides (Ebert 1968, 1971, Cordani *et al.* 1968), ou Cinturão Ribeira (Almeida *et al.* 1973, Hasui *et al.* 1975), incorporado atualmente na Faixa Araçuaí (Siga Jr. 1986, Ulhein *et al.* 1990, Trompette *et al.* 1993, Trompette 1994, Alkmim & Marshak 1998, Pedrosa-Soares *et al.* 1992, Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonards 2000, Pedrosa-Soares *et al.* 2001).

Em termos regionais, há uma inflexão do *trend* do cinturão a partir da divisa do Rio de Janeiro com o Espírito Santo, onde estruturas NE-SW assumem direções ao redor de N-S e NNW-SSE (Fig. 1). Mesmo que a mudança estrutural do cinturão seja uma questão pouco discutida na literatura, acredita-se que as estruturas do embasamento exerceram importante papel na deformação da cobertura.

Os dados geocronológicos disponíveis sobre a Faixa Araçuaí mostram a existência de um embasamento granito-gnáissico-granulítico transamazônico ou mais antigo e uma cobertura deformada de origem essencialmente metassedimentar brasileira (Cordani *et al.* 1973, Siga Jr. 1986, Söllner *et al.* 1987, 1989, Silva *et al.* 1987, Teixeira & Canzian 1994, Noce & Macambira 2000, Nalini *et al.* 2000, Martins 2000, Martins *et al.* 2004).

Datações radiométricas de alta definição - U/Pb em zircão (Convencional ou SHRIMP) e Pb/Pb (evaporação) - dos granitóides

1 - Pós-Graduando no Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica do Instituto de Geociências da USP. Rua do Lago 562, Cidade Universitária, São Paulo/SP. CEP: 05508-900. E-mail: tikarniol@yahoo.com

2 - Instituto de Geociências da USP e Bolsista Pesquisador do CNPq. Rua do Lago 562, Cidade Universitária, São Paulo/SP. CEP: 05508-900. E-mail: rmachado@usp.br

brasilianos da região, apontam idades entre 600 e 500 Ma (Siga Jr. 1986, Söhlner *et al.* 1987, Bilal *et al.* 1998, Nalini 1997, Nalini *et al.* 2000, Noce & Macambira 2000, Mello 2000).

Estes granitóides foram divididos em quatro grupos: 1) pré-tectônicos (ou pré-colisionais), 2) sintectônicos (ou sincollisionais), 3) tardí-tectônicos (ou tardí-colisionais) e, 4) pós-tectônicos (ou pós-colisionais); ou ainda em cinco suítes: G₁, G₂, G₃, G₄ e G₅. As suítes G₁ e G₂ são consideradas como sintectônicas; a suíte G₃, como tardí-tectônica; a G₄, tardí- a pós-tectônica, e a G₅, pós-tectônica (Siga Jr. 1986, Campos Neto & Figueiredo 1995, Wiedemann 1993, Bilal *et al.* 1998, Pedrosa-Soares *et al.* 1999, Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000).

Os dados isotópicos de Sr e Nd dos granitóides da faixa Araçuaí mostram razões isotópicas iniciais Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ entre 0,711 e 0,707 (Suíte G₁: 0,710 a 0,709; Suíte G₂: 0,711 a 0,707; Suíte G₃: 0,701 e 0,709), e ε_{Nd} entre -11,8 e -6,7 (Suíte G₁: -12,9 a -5,6; Suíte G₂: -11,8 a -4,0; Suíte G₃: -6,8 a -6,7) (Martins 2000, Martins *et al.* 2004). Estes valores são semelhantes aos obtidos no vale do Rio Doce para a Suíte Galiléia (entre 0,712 a 0,713; e entre -9,3 a -8,3) (Nalini 1997, Nalini *et al.* 2000).

Os primeiros trabalhos de geologia estrutural realizados na

região do Vale do rio Doce descrevem duas fases de deformação: D₁, responsável localmente por dobras com eixos subverticais associadas a uma foliação (S₁) de orientação N-S, e D₂, caracterizada pelo desenvolvimento de clivagem de crenulação (Moura *et al.* 1978a, Issa Filho *et al.* 1980).

No segmento norte da Faixa Araçuaí (Setor Oriental da Faixa, no sentido de Siga Jr. 1986), fora da área estudada, constata-se um padrão estrutural com três fases de deformação: D₁, caracterizada por dobras isoclinais associadas com uma foliação (S₁) paralela ao acamamento; D₂, responsável pela geração de dobras com eixos de cimento moderado para leste, associadas a uma lineação mineral de cimento suave para ENE e ESE, e D₃, que trunca as anteriores, com orientação axial WNW-ESE e lineação mineral com cimento médio de 38° para ESE (Siga Jr. 1986).

Em uma seção transversal à Faixa Araçuaí, passando por Diamantina (MG), Araçuaí e Itabim (ES), Uhlein *et al.* (1990) descrevem três fases de deformação: a primeira, D_{p+1}, desenvolveu uma xistosidade (S_{p+1}), a segunda, D_p, principal, foi responsável pela geração de foliação subhorizontal (S_p) e lineação de estiramento (minerais metamórficos, seixos e boudins) para E, e a terceira, D_{p+1}, desenvolveu dobras abertas assimétricas associadas com clivagem

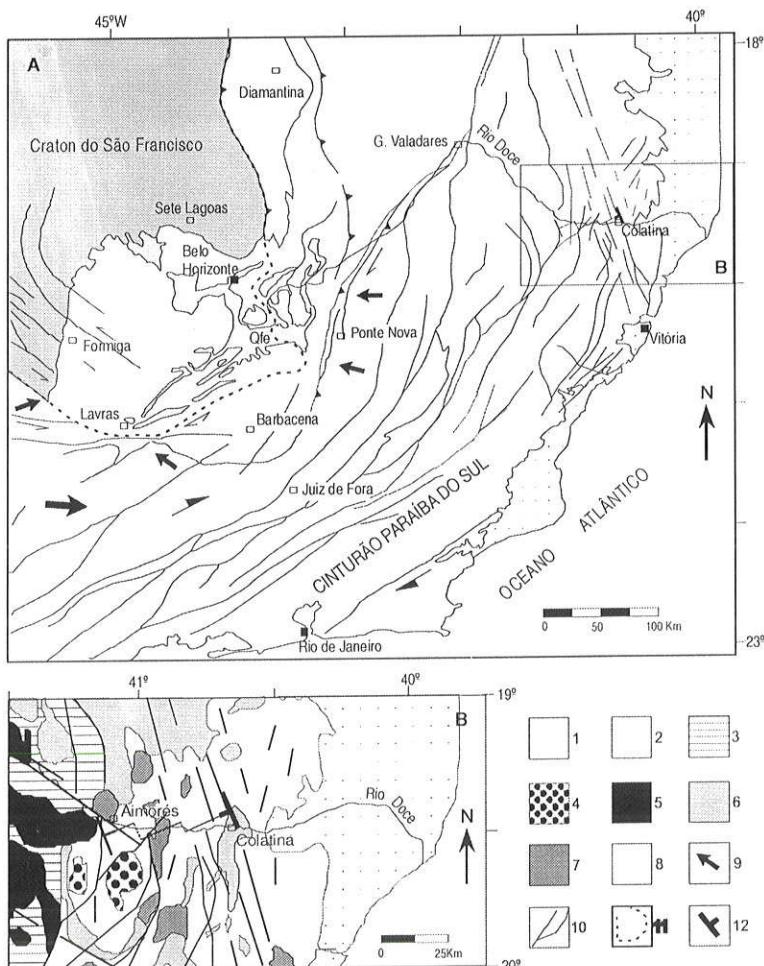


Figura 1 - A. O Cinturão Paraíba do sul e o Cráton São Francisco (mod. de Endo 1997, Vieira 1993). B. Mapa geológico da área de estudo (modificado de Pedrosa Soares 2001 e Vieira 1993). Legenda: 1 - Supergrupo Minas e Rio das Velhas; 2 - Complexo Paraíba do Sul; 3 - Grupo Rio Doce; 4 - Suíte tipo-I G₃; 5 - Suíte tipo-I G₁; 6 - Suítes tipo-S G₂ e G₃; 7 - Suíte tipo-I G₃; 8 - Cobertura fanerozóica; 9 - Sentido de transporte tectônico principal; 10 - Zonas de cisalhamento; 11 - Limite do Cráton São Francisco; 12 - Seção geológica.

de crenulação ou de fratura (S_{p+1}), com orientações entre N-S/75°E e N10°W a N20°E, com mergulhos entre 40 a 70° para SW ou NW. As fases, D_{p-1} e D_p , foram associadas com cisalhamento simples subhorizontal (Uhlein *et al.* 1990).

Em seção geológica realizada no Vale do Rio Doce, entre Tarumirim (MG) e Colatina (ES), Nalini (1997) divide a região em três domínios estruturais: 1) Domínio Oeste, entre Tarumirim e leste de Galiléia, 2) Domínio Central, a leste de Galiléia e Resplendor, e 3) Domínio Leste, entre Resplendor e Colatina. Este último domínio engloba o segmento aqui estudado (entre Baixo Guandú e Colatina) e caracteriza-se por uma foliação com mergulhos forte para leste. Associa-se a dobras apertadas a isolinais com eixos paralelos à lineação de estiramento mineral de cimento suave (10 a 30°) para N10-30°E (Nalini 1997). Neste domínio, afetado pela Zona de Cisalhamento Sinistral de Vitória, são descritas estruturas anteriores (doras, linhas e pares de foliações S-C) associadas a movimentos destrais normais, superpostos por movimentos sinistros reversos, configurando um quadro estrutural de cinematografia superposta (Nalini 1997).

A área estudada foi abrangida pelos projetos de mapeamento geológico em escalas 1: 250.000 (Projeto Jequitinhonha) e 1:100.000 (PLGB - Projeto de Levantamento Geológico do Brasil, Folhas Colatina e Baixo Guandú), realizados pela CPRM- Serviço Geológico do Brasil (Fontes *et al.* 1978, Tuller 1993, Vieira 1993) e, em escala 1: 1000.000 (Folha Rio Doce, SE-24), executado pelo Projeto Radambrasil (Silva *et al.* 1987).

ESTRUTURA E PETROGRAFIA A Figura 2 mostra a seção geológica-estrutural ao longo da região do Baixo Rio Doce, no trecho entre Aimorés (MG) e Colatina (ES), com a indicação dos locais de amostragem e os diagramas de eixos-C correspondentes.

O segmento estudado configura estrutura com geometria em leque ou estrutura-em-flor positiva, com orientação axial próxima de NNW. A aba SW da estrutura apresenta mergulhos fortes a moderados para NE, e a aba NE exibe mergulhos fortes para SW. Embora o eixo principal desta estrutura esteja situado aparentemente nas imediações de Colatina, a zona de cisalhamento principal localiza-se imediatamente a leste de Itapina, próximo ao contato com corpo de charnockito (Fig. 2).

Em termos litológicos, distinguem-se as seguintes unidades de rochas de SW para NE: 1) gnaisses e granulitos com granítoides associados, 2) Charnockito da Suíte Aimorés e, 3) Granito tipo-S de Colatina.

Gnaisses, granulitos e granítoides ocupam a aba SW da estrutura estudada (Fig. 2). Os granulitos, de composição intermediária a básica, possuem uma trama planar com alternância de leitos descontínuos e lenticularizados, milimétricos a centimétricos, ricos em biotita, piroxênio, plagioclásio, quartzo, e quantidades menores de granada. Os gnaisses, de composição intermediária, apresentam bandamento fino, aspecto listrado e trama planar, de espessura centimétrica a milimétrica, ricos em plagioclásio, quartzo, biotita, e quantidades menores de anfibólio.

Entre Itapina e imediações de Colatina predominam gnaisses aluminosos e granulitos bandados com injeções (concordantes e discordantes) de leucogranitos, tabulares ou como bolsões, que se tornam progressivamente mais volumosas para leste, sugerindo relação genética com o Granito de Colatina. Estas rochas caracterizam-se por uma trama planar bem desenvolvida com leitos centimétricos a milimétricos mais ricos em minerais máficos (biotita e piroxênio), em alternância com leitos íelsicos centimétricos e decimétricos ricos em quartzo e feldspato. No plano de foliação deste

bandamento observa-se uma lineação de estiramento mineral muito pronunciada, definida por agregados de quartzo, feldspato e biotita, ou ainda sillimanita e grafita.

Petrograficamente, estas rochas são sillimanita-granada-biotita gnaisses associados com ortopiroxênio-sillimanita-granada granulitos. As paragêneses minerais descritas são compatíveis com condições metamórficas em grau alto, atingindo localmente fácies granulito, conforme indicado pelo ortopiroxênio. A presença de sillimanita associada com granada nos gnaisses e granulitos sugere metamorfismo regional com pressões intermediárias.

Em escala mesoscópica, estas rochas caracterizam-se por uma foliação metamórfica bem definida, associada a uma lineação de estiramento mineral muito pronunciada, exibindo cimento fraco a moderado para NNE e NE (Karniol & Machado 2004).

Os leucogranitos cinza-esbranquiçados, inequigranulares, médios a finos, ocorrem em corpos subconcordantes, sendo comum a presença de granada, moscovita e biotita, podendo conter também sillimanita. Associam-se pegmatitos subconcordantes com a foliação principal, contendo algumas vezes granada.

O charnockito dos arredores de Itapina é semelhante aos charnockitos do Maciço Aimorés. Apresenta contato discordante com as encaixantes (gnaisses e granulitos) e foliação magmática com mergulho mais acentuado (Fig. 2). Possui textura porfirítica, isotropa, granulação grossa/média, cinza esverdeada, com foliação de fluxo magmático marcada pelo arranjo de cristais euédricos centimétricos de feldspatos (até 6,0 cm) e biotita, alinhados na foliação. Os feldspatos são envolvidos por uma matriz inequigranular média a fina, com biotita, quartzo, feldspato potássico, piroxênio e plagioclásio. Localmente, ocorrem cristais de granada entre 0,5 e 2 cm disseminados na rocha.

O Granito Colatina ocupa a aba NE da estrutura em leque discutida neste trabalho. É um corpo tabular de granito leucocrático com eixo maior orientado próximo de N-S, que exibe uma foliação de fluxo magmático interna com orientação submeridiana e mergulhos fortes para W.

MICROESTRUTURAS A seguir são apresentadas as descrições das microestruturas efetuadas em microscópio petrográfico, a partir de lâminas delgadas orientadas segundo cortes paralelos ao plano XZ do elipsóide de deformação finita, cujas feições mais importantes se acham ilustradas por fotomicrografias (Figs. 3 a 6).

Quartzo Ocorre em agregados recristalizados (0,1 a 0,3mm) ou como porfiroclastos (1 a 8mm) imersos na matriz (0,5mm). Nas amostras estudadas é um dos minerais mais susceptíveis à deformação plástica, com mecanismos de deformação evidenciados por estruturas intra e intercristalina.

Observam-se evidências de migração de borda de grãos através de contatos lobados e embaiados (Fig. 3F). Os porfiroclastos apresentam extinção ondulante, deformação lamelar (Fig. 3E) e padrão de extinção em "tabuleiro-de-xadrez" (*chessboard pattern*, Kruhl 1996). Esta feição, marcada pela presença de subgrãos com contatos retilíneos e disposição de eixos-C ortogonais (Figs. 3A, 3B), aponta para deformação de temperaturas elevadas (Avé'Lallement & Carter 1971, Kruhl 1996).

A recristalização é um dos principais mecanismos atuantes durante a deformação. Aparecem feições como *bulgings* (Fig. 3F), denotando que a recristalização foi favorecida nos limites de grãos. Registram-se ainda relictos irregulares nas extremidades dos grãos, representativos de estruturas em *bulgings* não inteiramente assimiladas pelo grão recristalizado.

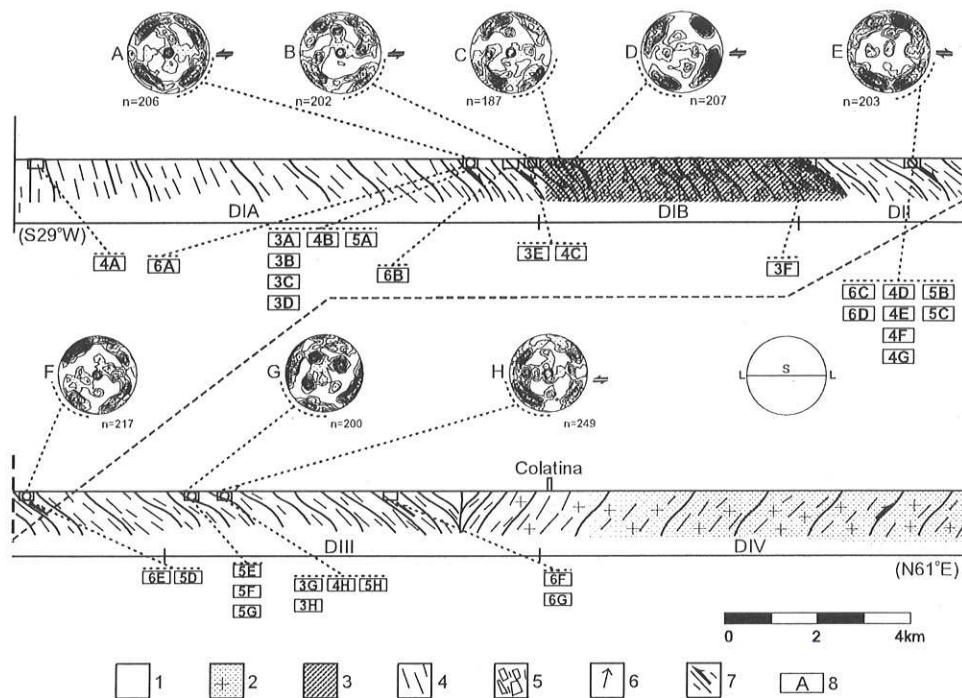


Figura 2 - Perfil geológico-estrutural no Baixo Rio Doce com estereogramas de eixos-C de quartzo. Legenda: 1- sillimanita granada granulitos; 2-Granito Colatina (tipo S); 3- Suíte Aimorés (tipo I); 4- foliação de alto grau; 5- foliação magmática; 6- lineação mineral e de estiramento; 7- zonas de cisalhamento; 8- localização das microestruturas (ver Figuras 3 a 6); S- foliação; L- lineação.

Os porfiroclastos de quartzo apresentam agregados de grãos recristalizados às suas bordas, formando estruturas núcleo-manto (*core-and-mantle structure*, White 1975), que é heterogênea e forma padrão em mosaico reticular cruzado (*reticular matrix mosaics*) (Fig. 3D). Segundo Hanmer (2000), este tipo de feição implica na ativação de sistemas de deslizamentos nos limites de grãos e sua rotação durante a recristalização. Esta feição é relacionada à deformação ocorrida em condições de alto grau metamórfico (Lister & Snoke 1984, Lister & Dornsiepen 1982, Hanmer 2000).

Ocorre mirmequita no contato do feldspato alcalino e plagioclásio, desenvolvendo-se grãos de quartzo filamentosos que invadem o plagioclásio (Fig. 3C). Este mineral ocorre ao longo da geminação polissintética do plagioclásio e nas suas fraturas. Nota-se ainda afinamento da mirmequita próximo ao contato com o feldspato alcalino, sugerindo a presença de uma borda albítica (Hippert & Valarelli 1998). A mirmequita ocorre também nos gnaisses. Ela foi gerada na presença de deformação (e.g. Hanmer 1982, Hibbard 1987, Simpson & Wintsch 1989).

A formação de *ribbons* de quartzo ocorre sobretudo a partir dos porfiroclastos, e também como grãos estirados na matriz (Figs. 3G e 3H). Alguns *ribbons* desenvolvem subgrãos em contatos ortogonais à direção de extensão (Fig. 3H). Este tipo de feição tem sido registrado também em rochas de alto grau na Zona de Cisalhamento Além-Paraíba, no Rio de Janeiro, onde o estiramento de grãos é considerado posterior à fase de coalescência e aos processos de recristalização por migração de bordas de grãos (Hippert et al. 2001).

Plagioclásio O plagioclásio ocorre como porfiroclastos (1 a 2mm) e como grãos recristalizados (0,1 a 0,3mm) na matriz. Em ambos os casos exibem evidências de deformação intracristalina

(extinção ondulante, geminações curvadas e pontiagudas e lamelas de deformação), conforme têm sido documentado na literatura (Spry 1979, Hanmer 1982, Jensen & Starkey 1985, White & Mawer 1986, Tullis & Yund 1987, Prys 1993). Estas feições ocorrem em granulitos, charnockitos e granitos.

Registraram-se geminações pontiagudas com terminações voltadas para o interior do grão, sugerindo maior participação da deformação ao longo da borda do mesmo (Fig. 4C). Observa-se também deflexão da geminação no truncamento do limite de subgrãos (Fig. 4E) e superposição com sentido ortogonal (Fig. 4G). A geminação mais antiga (N-S da imagem) exibe terminação pontiaguda e é cortada pela geminação mais nova (WSW-ENE), promovendo sua deflexão.

Observa-se formação de subgrãos de plagioclásio com direção ortogonal à geminação. A poligonização do plagioclásio sugere recristalização dinâmica (cantos NW e E da Figura 4D). Alguns dos porfiroclastos exibem extinção ondulante de forma análoga ao que foi observado no feldspato alcalino (Fig. 4H).

A recristalização do plagioclásio é comum nas amostras estudadas. A Figura 4A exibe um plagioclásio geminado interrompido pela formação de subgrãos. Nota-se uma rotação horária em relação ao mineral deformado, sugerindo deformação não-coaxial durante a formação dos subgrãos. Evidencia-se também a participação de mecanismo de recristalização associado à migração de borda de grãos, com a interrupção da geminação do cristal original (Fig. 4B).

Nota-se, em algumas lâminas, que a recristalização dinâmica foi suficientemente intensa para gerar textura granoblástica com poligonização generalizada de plagioclásio e quartzo. A principal diferença entre este plagioclásio e o que ocorre como porfiroclasto é a ausência de extinção ondulante e de deformação nas

geminações (Fig. 4F).

Granada As feições de deformação observadas em cristais de granada são de granulitos que afloram entre Itapina e Colatina. Neles, a granada ocorre como porfiroclastos (0,2-1mm), estirados e retangulares, com razão axial de 10:1 ou superior (Fig. 5B). O comportamento rúptil é sugerido pelo deslizamento ao longo de fraturas dos porfiroclastos (Figs. 5E e F). Na parte central da imagem 5F o cristal original de granada é deslocado e dividido em dois. Este processo apresenta-se em fase incipiente no canto direito da imagem e em fase mais avançada no seu canto esquerdo.

Nota-se também porfiroclastos de granada estirados com limites preservados da deformação rúptil e limites afetados pela mesma (Fig. 5E). Ocorrem porfiroclastos de granada estirados e separados por descontinuidade rúptil (Fig. 5G), contendo sillimanita inclusa, subparalela. As feições observadas na granada estão relacionadas com deformações ocorridas em condições rúpteis e relativamente dúcteis. Sabe-se que a deformação da granada em condições extremamente dúcteis ocorre em temperaturas superiores a 900°C (Ji e Martingole 1994). Contudo, são comuns cristais de granada com comportamento rúptil na fácie granulito (Hanmer 2000).

Piroxênio O piroxênio (clino e orto) apresenta comportamento diferente nos granulitos e charnockitos. Nesses últimos ocorre como porfiroclastos (0,5-1mm) dispersos na matriz, com formas

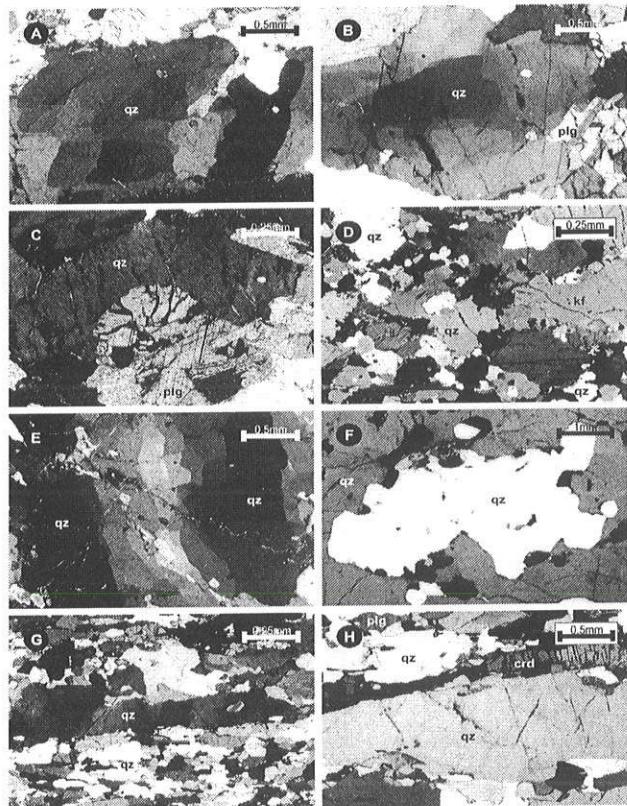


Figura 3 - Microestruturas em quartzo. Para explicações ver texto. Para localização ver Figura 02. Abreviações: qz- quartzo, plg- plagioclásio, kf-feldspato potássico, crd- cordierita.

filamentosas, sem feições evidentes de deformação. Nos granulitos é comum clinopiroxênio segmentado com estrutura tipo *pinch-and-swell* (Fig. 5A). Este mineral apresenta-se recristalizado e exibe cristais (0,05 a 0,1 mm) com junções tríplices e inclusões de granada, quartzo e biotita (Fig. 5C). Estruturas semelhantes têm sido descritas por Hanmer (2000) em zonas de cisalhamento em fácies granulito (Zona Milonítica de Striding-Atabaska).

Sillimanita A sillimanita ocorre em geral associada com a biotita. Apresenta forma lenticular e dispõe-se nos planos de foliação de gnaisses e granulitos. São comuns cristais deformados em contactos curvos com porfiroclastos de quartzo ou feldspato (Figs. 6E e 6F). Ocorre como inclusão em forma sigmoidal em porfiroclasto de granada (Fig. 6D) ou pode desenvolver-se em zonas de sombra de pressão desta última (Fig. 5E).

A origem sintectônica da sillimanita é sugerida pela sua forma estirada e sigmoidal e disposição em agregados - cristais de fibrolita - ao redor de porfiroclastos de quartzo e feldspato, juntamente com agregados de sillimanita e biotita em tramas S-C de cristais de sillimanita com estrutura pisciforme (*fish*) (Fig. 5D).

Cordierita A cordierita ocorre como cristais anedrais a subedrais isolados (0,5mm) ou em agregados alongados e segmentados em meio a uma matriz inequigranular com quartzo e feldspato (Fig. 5H). Apresenta sinal ótico uniaxial negativo, geminação pontiaguda e alteração para peninita de cor amarelada.

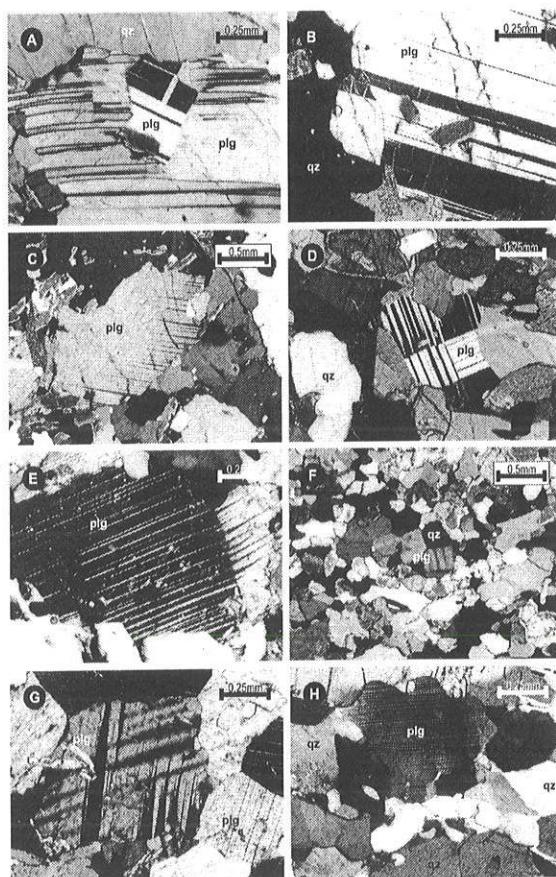


Figura 4 – Microestruturas em plagioclásio. Para explicações ver texto. Para localização, ver Figura 2. Abreviações: plg- plagioclásio, qz- quartzo.

EIXOS-C DE QUARTZO A análise da petrotrama de eixos-C de quartzo consiste na tomada de medidas de eixos em amostras orientadas paralelamente ao plano XZ do elipsóide de deformação finita, utilizando-se para tanto a platina universal de 4 eixos, disponível no Laboratório de análises petrográficas do Departamento de Mineralogia e Geotectônica do Instituto de Geociências da USP. Os dados foram representados em diagramas de projeção estereográfica do tipo Schmidt-Lambert (hemisfério inferior), utilizando-se o programa *StereoNett*.

Todas as lâminas analisadas são provenientes de amostras orientadas em campo e sua localização na seção estudada encontra-se na Figura 2. As medidas de eixos-C de quartzo são efetuadas conforme os procedimentos descritos em Hanmer & Paschier (1990). Os dados de análise de petrotrama apresentados são semelhantes aos resultados de análise cinemática em escala mesoscópica obtidos pelos mesmos autores (Karniol & Machado 2004).

Nos estereogramas 2A, 2B e 2H (Fig. 2), relativos às amostras do domínio dos gnaisses e granulitos, nota-se relativa dispersão dos dados, porém com concentração predominante nos quadrantes NE, NW, SE e SW, assim como na parte central dos diagramas. Embora estas concentrações sejam aproximadamente simétricas nos quatro quadrantes, o que implicaria maior participação do fluxo coaxial, observa-se relativa preferência de distribuição das mesmas nos quadrantes NW e SE, bem como tendência de conexão entre elas através de um eixo com orientação N10°-15° W. Esta configuração se aproxima do padrão em guirlanda cruzada assimétrico do tipo II (Lister e Price 1978, Lister e Williams 1979), compatível com fluxo para SW.

A concentração de eixos-C de quartzo na parte central dos diagramas reflete seu paralelismo ao longo do eixo X do elipsóide de deformação finita, o que é coerente com a participação de deslizamentos ao longo do plano prismático [c]. Este aspecto é mais comum em condições de deformação que operam em grau metamórfico alto (Lister 1981, Lister e Dornsiepen 1982, Blumenfeld et al. 1986). A transição do quartzo de baixa para o de alta temperatura situa-se no intervalo de 572 e 825°C, com pressões entre 1 a 10 kbar (Groos & Heege 1973), sendo também este o intervalo relacionado à mudança do deslizamento em planos basais para o deslizamento em planos prismáticos (Kruhl 1996). Sob condições de deformação natural, a mudança na ativação do plano basal <a> para o prismático [c] é considerada entre 550 e 600°C (Okudaira et al. 1995) ou entre 600 e 700°C (Lister & Dornsiepen 1982).

O diagrama 2C apresenta um padrão simétrico, com os máximos de concentrações distribuindo-se com uma certa dispersão nos quatro quadrantes do diagrama, formando uma guirlanda cruzada do tipo II. Nota-se também concentração de eixos-C de quartzo na parte central do diagrama, paralela ao eixo X do elipsóide de deformação finita.

O diagrama 2D mostra dois máximos principais alinhados na direção NW-SE e dispostos junto à borda do diagrama. Notam-se também dois outros máximos ligeiramente assimétricos nos quadrantes NE e SW e distribuídos na borda do diagrama com menor amplitude de dispersão, configurando no conjunto um padrão em guirlanda cruzada assimétrica do tipo II. Este padrão é compatível com deslocamento sinistral no diagrama, com movimentação de topo para SW.

O diagrama 2E mostra grande dispersão dos eixos-C de quartzo junto à sua borda, havendo máximos principais de concentrações relativamente simétricos nos setores NNE e SSW. Notam-se ainda concentrações secundárias de eixos subhorizontais ao longo de todo o diagrama, ou ao longo de eixo X, reforçando a ativação de planos prismáticos [c] durante a deformação. A distribuição destas concentrações na parte central do diagrama sugere a existência de uma guirlanda com orientação SSW-NNE, configurando um padrão semelhante ao de uma guirlanda cruzada assimétrica do tipo III, o que é compatível com deslocamento destral associado a um fluxo para NE.

O diagrama 2F apresenta grande dispersão dos eixos-C de quartzo, com máximos distribuídos em todos os quadrantes e na sua parte central. Nota-se, contudo, uma conexão entre os máximos dos quadrantes NE e SW e concentrações secundárias na parte central do diagrama. O padrão observado sugere uma tectônica com movimentação de topo para NE.

O diagrama 2G mostra um padrão de difícil caracterização, com máximos horizontais distribuídos em todos os quadrantes do diagrama, máximos inclinados (três) ao redor da sua parte central e máximo secundário (um) paralelo ao eixo X do elipsóide de deformação finita.

ANÁLISE CINEMÁTICA A determinação do sentido de rotação do componente do fluxo deformacional baseou-se na análise microscópica de estruturas assimétricas no plano de máxima vorticidade do fluxo, que corresponde ao plano XZ do elipsóide de deformação finita.

Os resultados obtidos a partir das amostras estudadas são consistentes com aqueles referentes à análise cinemática com base nos indicadores em escala mesoscópica, mostrando igualmente sentidos de fluxo para NE e para SW (Karniol & Machado 2004).

Embora sejam escassos os indicadores cinemáticos, em escala

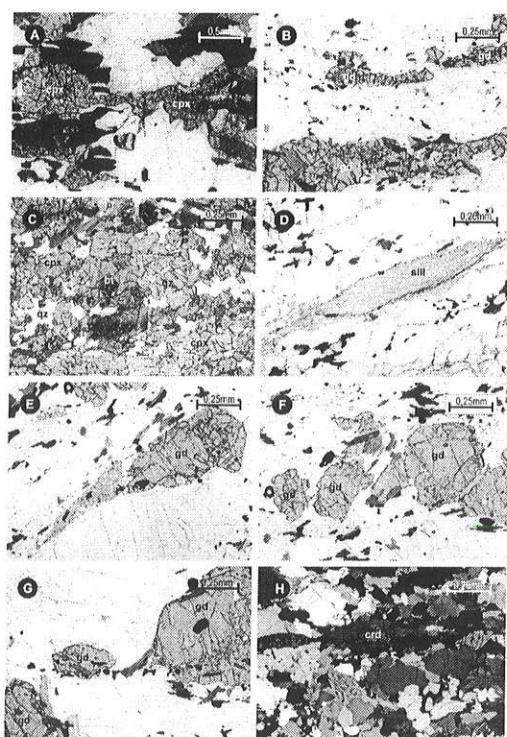


Figura 5 - Microestruturas em granada, piroxênio, sillimanita e cordierita. Abreviações: cpx- clinopiroxênio, gd- granada, bt- biotita, qz- quartzo, sill- sillimanita, crd- cordierita. Para explicações, ver texto. Para localização, ver Figura 2.

microscópica ocorrem estruturas assimétricas - tramas de foliações compostas S-C-C', alinhamento de minerais e porfiroclastos estirados - invariavelmente associados à deformação não-coaxial.

A oeste de Itapina, nas imediações da localidade de Mascarenhas, as rochas granulíticas apresentam uma estrutura planar definida pela orientação preferencial de biotita, piroxênio (orto e clino), juntamente com quartzo e feldspato estirados, nas quais observa-se uma geometria do tipo S-C' (Fig. 6A). Nota-se um nível com 2mm de espessura (direção NW-SE da fotomicrografia) com grãos de quartzo e feldspato recristalizados (0,1 a 0,3mm) e porfiroclasto de feldspato potássico estirado (1mm na dimensão maior) definindo o plano C' de foliação. Este nível limita domínios com predomínio de grãos de quartzo e feldspato (0,3 a 0,5mm), xenomórficos, em contatos lobados (SE e NW da seção delgada) e textura granoblástica. Este arranjo é compatível com fluxo de massa extensional para ENE.

Em amostra coletada próxima da anterior, ainda oeste de Itapina (Figs. 2 e 6B), observam-se agregados de quartzo e biotita com geometria de pares S-C de foliações comparável, em termos de movimentação de topo, ao que foi descrito acima (Fig. 6A).

Em amostra de afloramento situado à leste de Itapina, próximo à zona de cisalhamento, observa-se porfiroclasto de piroxênio estirado com eixo maior oblíquo ao plano C da foliação (Fig. 6C). A presença de contatos lobados e *bulging*s de quartzo sugere recristalização na borda dos grãos. Esta orientação é paralela a cristais de biotita e piroxênio de forma lenticular (0,05 a 0,1mm) que definem os planos C' e S. Neste mesmo local, cristais de sillimanita fibrolítica (0,1 a 0,4mm de comprimento) apresentam geometria sigmoidal sugestiva de fluxo com movimentação de topo para SW (Fig. 6D).

Próximo à zona de cisalhamento de Itapina, a foliação da rocha é definida por níveis com *ribbons* de quartzo (0,1-0,2mm) e agregados em feixes de sillimanita (Fig. 6E). Estes níveis contornam porfiroclastos estirados de quartzo e feldspato (tipo σ), com assimetria sugestiva de movimentação topo para NE.

Em uma amostra de gnaisse, entre Itapina e Colatina, nota-se a presença de agregados lenticulares de sillimanita e biotita pisciformes (eixo maior ~0,8 mm), sugerindo movimentação de topo associada a um fluxo para SW (Fig. 6F). Este mesmo sentido de fluxo também é sugerido a partir de outras amostras, analisando o mesmo corte do elipsóide de deformação (Fig. 6G).

DISCUSSÃO E CONCLUSÕES Os dados microestruturais apresentados (*ribbons* de quartzo e migração da deformação em bordas de grãos do mesmo, padrão de extinção tipo "tabuleiro de xadrez" no quartzo, extinção ondulante e geminações deformadas em plagioclásio e piroxênio) são coerentes com regime de deformação dúctil na presença de uma fase fluída em condições de temperatura superior a 600°C (Voll 1976, White 1975, Lister & Dornsiepen 1982, Tullis & Yund 1987, Hirth & Tullis 1992). Estes dados indicam que os mecanismos de deformação foram desenvolvidos sob condições metamórficas de alto grau, atingindo em vários locais condições de fácies granulito, conforme indicado pela paragênese granada-sillimanita-clinopiroxênio-ortopiroxênio.

Os dados geotermobarométricos obtidos para o Maciço Charnockítico Aimorés apontam temperatura entre 812 a 860°C e pressão ao redor de 6,4 Kbar (Mello 2000), sugerindo condições de colocação compatíveis com a crosta inferior.

A existência de porfiroclastos de quartzo e feldspato contornados por matriz de composição similar, juntamente com cristais lobados de quartzo com estrutura em *bulging* e cristais de piroxê-

nio com junções tríplices sem deformação intracristalina, é sugestiva de recristalização e mobilidade de elementos nos limites de grãos dos minerais (Voll 1976, Vernon *et al.* 1983, Tullis 1983).

A sillimanita (fibrolita) apresenta feições indicativas de origem sintectônica, conforme pode ser observado nas figuras 5D, 6E e 6F. A formação de cordierita é indicativa de um regime metamórfico de baixa pressão, associado a um determinado estágio de evolução tectônica, o qual deve corresponder ao estágio de exumação das rochas de alto grau do segmento leste da Faixa Araçuaí.

A presença de feições magmáticas (foliação de fluxo magmático, cristais euédricos alinhados) bem preservadas no charnockito da Suíte Aimorés (Karniol & Machado 2004), que ocorre das imediações de Itapina, sugere colocação posterior ao metamorfismo regional e a deformação principal.

Os resultados obtidos a partir da análise de eixos-C de quartzo mostram a predominância de padrões com guirlanda cruzada assimétrica do tipo II e subordinadamente do tipo III (Lister & Price 1978, Lister & Dornsiepen 1982), com eixos principais levemente rotacionados para NE e NW. Estes padrões com eixos-C dispostos na borda dos diagramas são indicativos de deformação dúctil do quartzo acompanhado de deslocamentos de planos basais compatíveis com deformação de temperaturas mais baixas.

A concentração de eixos-C de quartzo ao longo do eixo X do elipsóide de deformação finita é consistente com a ativação de planos primáticos [c] para acomodar a deformação, o que é carac-

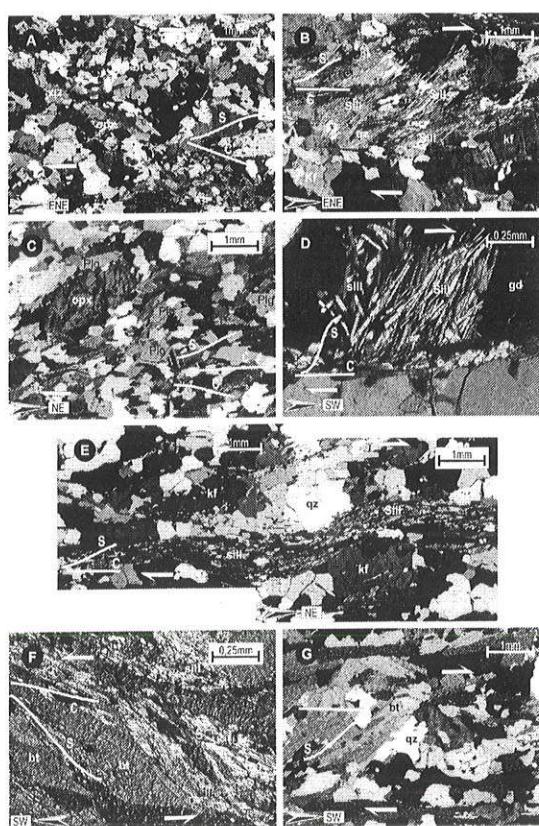


Figura 6 - Indicadores cinemáticos em escala de lâmina. Para explicação: ver texto. Para localização: ver figura 2. Abreviações: opx- ortopiroxênio, cpx- clinopiroxênio, gd- granada, bt- biotita, qz- quartzo, kf- feldspato potássico, sill- sillimanita.

terístico de deformação de altas temperaturas (Lister 1981, Lister & Dornsiepen 1982, Blumenfeld *et al.* 1986). Em condições similares foram ainda desenvolvidas estruturas em “tabuleiro de xadrez” (Figs. 3A e 3B) e padrão reticular cruzado (Fig. 3D), também compatíveis com deslizamentos de planos basal <a> e prismático [c] no quartzo (Avé Lallement & Carter 1971, Kruhl 1996).

As restrições quanto à interpretação cinemática dos diagramas de eixos-C relacionam-se à presença de foliações S-C-C', onde os domínios C indicariam o sentido real do cisalhamento e os domínios S marcariam a tectônica inversa (Krohe 1990). Soma-se a isto as incertezas relacionadas aos esqueletos nos diagramas Schmidt-Lambert (Passchier & Trouw 1996), que se acentuam pela presença de concentrações de eixos-C de quartzo nas bordas, no centro e nas porções intermediárias dos diagramas, configurando padrões complexos de interpretação difícil e não conclusiva. Nota-se ainda nesses diagramas a definição de mais de uma guirlanda, dificultando assim a caracterização da cinemática.

Apesar das restrições acima, os diagramas indicam deformação de alta e de baixa temperatura, sendo isto também evidenciado pela evolução das texturas e paragêneses. Nota-se, por exemplo, a presença sistemática de uma associação mineral mais antiga reconhecida nos porfiroclastos (piroxênio, plagioclásio, feldspato-K, granada, sillimanita, quartzo) e de outra associação mais nova, sobretudo na matriz, onde estes mesmos minerais aparecem recristalizados ou com deformação no estado sólido, exibindo muitas vezes textura granoblástica, juntamente com *ribbons* de quartzo como subgrãos estirados, desenvolvidos após o processo de recristalização por migração de bordas de grãos (Hippert *et al.* 2001). A presença de mirmequita na matriz relaciona-se provavelmente com a segunda associação e indica que a sua formação foi acompanhada de deformação (Hanmer 1982, Hibbard 1987, Simpson & Wintsch 1989). Portanto, a evolução das texturas das rochas estudadas parece indicar uma fase de metamorfismo regional de grau mais elevado, em fácies granulito, registrada nos porfiroclastos, e outra de grau mais baixo, em fácies anfibolito, registrada, sobretudo na matriz.

A presença de grande quantidade de minerais hidratados nas rochas estudadas deve refletir um resfriamento relativamente rápido-

do, com a deformação prosseguindo após o pico metamórfico, sendo então acompanhada pela formação de mirmequita ao lado de paragêneses de grau metamórfico mais baixo. A existência de sillimanita (fibrolita) como porfiroclasto e inclusa na granada e de cordierita na matriz sugere uma evolução metamórfica com provável caminho PTt no sentido horário, inicialmente sob condições de pressão intermediária e, ao final, de pressão baixa. Este padrão de evolução metamórfica deve estar associado com a fase de exumação tectônica do segmento estudado, quando então as rochas gnáissicas e granulíticas foram alcançadas para níveis mais rasos da crosta.

A presença de plagioclásio recristalizado e rotacionado sugere a participação deformação não-coaxial durante a formação de subgrãos, também compatível com os padrões assimétricos em diagrama de eixos-C de quartzo. São ainda observadas estruturas simétricas em escalas de afloramento e de lâmina (boudins e porfiroclastos simétricos e padrões simétricos de eixos-C de quartzo) indicativas de deformação por fluxo coaxial.

As microestruturas e eixos-C de quartzo de amostras do setor W da seção estudada são consistentes com fluxo em sentidos opostos, com movimentos de topo para NE e para SW, coerentes com os indicadores cinemáticos em escala mesoscópica (Karniol & Machado 2004). Na porção leste da área predomina indicador cinemático associado com movimentação de topo para NE, consistente com o que foi observado na escala mesoscópica (Karniol & Machado 2004). Esta relação configura um contexto estrutural de superposição cinemática, como já salientado por Nalini (1997).

Agradecimentos Os autores agradecem à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - CAPES, pela concessão de uma bolsa de mestrado (T.R. Karniol), aos laboratórios do Instituto de Geociências da USP, pelas facilidades encontradas, e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico - CNPq (Proc. 300423/82-9, de R. Machado), pela concessão de uma bolsa de Produtividade em Pesquisa. Os autores agradecem ainda a dois revisores anônimos pelas importantes contribuições sugeridas ao trabalho.

Referências

- Alkmim F.F. e Marschak S. 1998. Transamazonian orogeny in the southern São Francisco Craton region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision e collapse in the Quadrilatero Ferrífero. *Prec. Res.*, **90**:29-58
- Almeida F. F. M., Amaral G., Cordani U. G., Kawashita K. 1973. The precambrian evolution of the south american cratonic margin south of Amazon river. In: E. M. Nairn e F. G. Stehli (eds.) *The ocean basins and margins*. Plenum, New York, p. 411-446
- Ave Lallement H.G., Carter N.L. 1971. Pressure dependence of quartz deformation lamellae orientation. *Am. J. Sci.*, **270**:218-235
- Berthé D., Choukroune P., Jegouzo P. 1979. Ortho-gneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites: the example of the south Armorican shear zone, *J. Struc. Geol.*, **1**:31-42
- Bilal E., Nalini Jr. H. A., Horn. H., Correia-Neves J. M., Giret A., Fuzikawa K., Fernandes M. L., Mello F. M., Moutte, J. 1998. Neoproterozoic granitoid Suítes of Rio Doce Region, Brazil, In: Int. Conf. Basement Tectonics, 14th, p.41-43
- Blumenfeld P., Mainprice D., Bouchez J.L. 1986. C-slip in quartz from subsolidis granites. *Tectonophysics*, **127**:97-115
- Campos Neto M.C., Figueiredo M.C.H. 1995. The Rio Doce orogeny, Southeastern Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, **8**:143-162
- Choukroune P., Gapais D., Merle O. 1987. Shear criteria and structural symmetry, *J. Struc. Geol.*, **9**:525-530.
- Cordani U.G. 1973. Evolução geológica pré-cambriana da faixa costeira do Brasil, entre Salvador e Vitória. Tese de Livre Docência, IG/USP, 96 p.
- Cordani U.G., Melcher G.C., Almeida F.F.M. 1968. Outline of the precambrian geochronology of South America. *Can. J. Earth Sci.*, **5**: 629-632.
- Cordani U.G., Delhal J., Ledent D. 1973. Orogénèses superposées dans le Pré-Cambrien du Brésil Sud-Oriental (États de Rio de Janeiro et de Minas Gerais). *Rev. Bras. Geoc.*, **3**:1-22.
- Debat P., Soula J.C., Kubin I., Vidal J.L. 1978. Optical studies of natural deformation microstructures in feldspar (gneiss and pegmatites from Occitania, Southern France). *Lithos*, **11**: 133-145.
- Drury M.R. & Urai J. 1990. Deformation-related recrystallization pro-

- cesses. *Tectonophysics*, **172**:235-253
- Ebert H. 1955. Pesquisa na parte sudeste de Minas Gerais e Polígono das Secas, DGM/DNPM, Relatório Anual do Diretor: 79-89.
- Ebert H. 1968. Ocorrências de fácies granulíticas no sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes em dependência da estrutura orogênica: hipóteses sobre sua origem. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, **40**:215-229.
- Ebert H. 1971. Os Paraibides entre São João del Rei, Minas Gerais, e Itapira, São Paulo, e a bifurcação entre Paraibides e Araxaídes. In: SBG, Congr Bras Geol, 37, São Paulo, Bol. Esp., 1, p.177-188.
- Endo I. 1997. Regimes tectônicos do Arqueano e Proterozóico no interior da placa Sanfranciscana: Quadrilátero Ferrífero e áreas adjacentes, Minas Gerais. Tese de Doutorado, IG/USP, 243p.
- Fontes C.Q., Netto C., Costa M.R.A., Baltazar O.F., Silva S.L., Vieira V.S. 1978. Projeto Jequetinhonha, Belo Horizonte, DGM, DNPM/CPRM, Relatório Final. N°. 2787, Vol. 1.
- Fueten F. 1992. Tectonic interpretation of systematic variation in quartz c-axis fabrics across the Thompson Belt. *J. Struc. Geol.*, **14**:775-789
- Groos A.F.K. & Ter Heege J.P.T. 1973. The high-low quartz transition up to 10 kb pressure. *J. Geol.*, **81**:717-724
- Hanmer S. & Paschier C. W. 1990. Shear sense indicators: a review. *Geol. Surv. Canada Paper*, 90(17):72 p.
- Hanmer S. 1982. Microstructures and geochemistry of plagioclase and microcline in naturally deformed granite. *J. Struc. Geol.*, **4**:197-213
- Hanmer S. 2000. Matrix mosaics, brittle deformation, and elongate porphyroclasts: granulite facies microstructures in the Striding-Athabasca mylonite zone, western Canada. *J. Struc. Geol.*, **22**:947-967
- Hasui Y., Carneiro C.D.R., Coimbra A.M. 1975. The Ribeira folded belt. *Rev. Bras. Geoc.*, **5**:257-266
- Hibbard M.J. 1987. Deformation of incompletely crystallized magma systems: granitic gneisses and their tectonic implications. *J. Geol.*, **95**:543-561.
- Hippert J.F.M. 1994. Direct observation in quartzite and phyllonite. *N. Jb. Miner. Abh.*, **166**:239-259
- Hippert J.F. & Valarelli J.V. 1998. Myrmecite: constraints on the available models and a new hypothesis for its formation. *Eur. J. Mineral.*, **10**: 317-331
- Hippert J.F.M. & Borba R.P. 1992. Quartz c-axis fabric differences between porphyroclasts and recrystallized grains: Discussion. *Journ. Struc. Geol.*, **14**: 627-630
- Hippert J.F.M., Rocha A., Lana C., Silva M.E., Takeshita T. 2001. Quartz plastic segregation and ribbon development in high-grade shear zones. *J. Struc. Geol.*, **23**:67-80.
- Hirth G & Tullis J. 1992. Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *J. Struc. Geol.*, **14**:145-149
- Hobbs B.E. 1985. The geological significance of microfabric analysis. In: Wenk H.R. (ed.). *Preferred orientation in deformed metals and rocks: an introduction to modern texture analysis*. Academic Press, Orlando, p.463-484
- Issa Filho A., Moura O. J. M., Fanton J. J. 1980. Reconhecimento de pegmatitos da província oriental brasileira entre Aimorés e Itambacuri, MG. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 31, Anais, p. 1552-1563.
- Jensen L.N. & Starkey J. 1985. Plagioclase microfabrics in a ductile shear zone from the Jotun Nappe, Norway. *J. Struc. Geol.*, **5**:527-539
- Ji S. & Martingole J. 1994. Ductility of garnet as an indicator of extremely high temperature deformation. *J. Struc. Geol.*, **16**:983-998
- Karniol T.R. & Machado R. 2004. Análise geométrica e cinemática na região do Baixo Rio Doce entre Aimorés (MG) e Colatina (ES). *Rev. Bras. Geoc.*, **34**:373-382.
- Krohe A. 1990. Local variation in quartz [c] axis orientations in non-coaxial regimes and their significance for the mechanics of S-C fabrics. *J. Struc. Geol.*, **12**:1004-1090
- Kruhl J.H. 1996. Prism- and basal-plane parallel subgrain boundaries in quartz: a microstructural geothermobarometer. *J. Metam. Geol.*, **14**:581-589
- Law R.D. 1987. Heterogeneous deformation and quartz crystallographic fabric transition: natural examples from the Moine Thrust zone at the Stack of Glencoul, northern Assynt. *J. Struc. Geol.*, **9**:819-834.
- Law R.D., Schmidt S.M., Wheeler J. 1990. Simple shear deformation and quartz crystallographic fabrics: a possible natural example from the Torridon area of NW Scotland. *J. Struct. Geol.*, **12**:29-45
- Lister G.S. & Snook A. W. 1984. S-C mylonites. *J. Struc. Geol.*, **6**:617-638
- Lister G.S. 1981. The effect of the basal-prism mechanism switch on fabric development during plastic deformation of quartzite. *J. Struc. Geol.*, **3**:67-75
- Lister G.S. & Dornsiepen U.F. 1982. Fabric transition in the Saxony granulite terrain. *J. Struc. Geol.*, **4**:81-92
- Lister G.S. & Price G.P. 1978. Fabric development in a quartz-feldspar mylonite. *Tectonophysics*, **49**:37-78
- Lister G.S. & Williams P.F. 1979. Fabric development in shear zones: theoretical controls and observed phenomena. *J. Struc. Geol.*, **1**:283-297
- Lister G.S. & Hobbs B.E. 1980. The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzites: the influence of deformation history. *J. Struc. Geol.*, **2**:355-371
- Martins V.T. 2000. Geologia isotópica do plutônio Neoproterozóico da Faixa Araçuaí, região nordeste de Minas Gerais. Dissertação de Mestrado, IG/USP, 187p.
- Martins V.T., Teixeira W., Noce C.M., Pedrosa-Soares A.C. 2004. Sr and Nd characteristics of Brasiliano/Pan-African granitoid plutons of the Araçuaí Orogen, Southeastern Brazil: tectonic implications. *Gondw. Res.*, **7**:75-89.
- Mello F.M. 2000. Litogeochímica e química mineral do Maciço charnoquítico Aimorés/MG. Tese de Doutorado, IG/USP, 217 p.
- Moura O. J. M., Fanton J. J., Arioli, E. A. 1978a. Geologia da região de Galiléia - Mendes Pimentel, Minas Gerais. In: SBG, Congr. Bras. Geol., **30**, p.26-37.
- Moura O. J. M., Fanton J. J., Arioli, E. A. 1978b. Pesquisa de pegmatitos na Serra do Urucum, Médio Rio Doce, MG. In: SBG, Congr. Bras. Geol., **30**, p.1836-1850.
- Nalini A. 1997. Caractérisation des suites magmatiques néoprotérozoïques de la région de Conselheiro Pena et Galiléia (Minas Gerais, Brésil): étude géochimique et structurale des suites Galiléia et Urucum et leur relation avec les pegmatites à éléments rares associées. Tese de Doutorado. École des Mines de Saint-Étienne et École des Mines de Paris, França, 237 p.
- Nalini A., Bilal E., Paquette J-L., Pin C. and Machado R. 2000. Géochronologie U-Pb et géochimie isotopique Sr-Nd des granitoïdes néoprotérozoïques des suites Galiléia et Urucum, vallées du Rio Doce, Sud-Est du Brésil. C.R. Acad. Sci. Paris, *Sciences de la Terre et des planètes*, **331**:459-466.
- Nalini A. N., Endo I., Machado R., Bilal E. 1997. Arcabouço estrutural e

- colocação sin-tectônica da Suíte Granítica Urucum durante o evento Brasiliano: região do Médio Rio Doce, Minas Gerais. In: SBG, Simp. Nac. Est. Tect., 5, Anais, p.256-258.
- Noce C.M & Macambira M.J.B. 2000. Chronology of late proterozoic-cambrian granitic magmatism in the Araçuaí belts, eastern Brazil, based on dating by single zircon evaporation. *Rev. Bras. Geoc.*, **30**:25-29.
- Okudaira T., Takeshita T., Hara I., Ando J. 1995. A new estimate of the condition for transition from basal $\langle a \rangle$ to prism [c] slip in naturally deformed quartz. *Tectonophysics*, **250**:31-46.
- Passchier C. W. & Trouw R. A. J. 1996. *Microtectonics*. Springer-Verlag, Berlim, 289p.
- Paterson S.R., Vernon R.H., Tobisch O.T. 1989. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *J. Struc. Geol.*, **11**:349-363.
- Pedrosa-Soares A. C., Noce C.M., Vidal P., Monteiro R.L.B.P., Salazar E. 1992. Toward a new tectonic model for the Late-Proterozoic Araçuaí (SE Brazil) - West Congolian (SW Africa) belt. *J. South Am. Earth Sc.*, **6**:33-47.
- Pedrosa-Soares A.C., Wiedemann C.M., Fernandes M.L.S., Faria L.F., Ferreira J.C.H. 1999. Geotectonic significance of the Neoproterozoic granitic magmatism in the Araçuaí belt, Eastern Brazil: a model and pertinent questions. *Rev. Bras. Geoc.*, **29**:57-64.
- Pedrosa-Soares A.C., Wiedemann-Leonardos C.M. 2000. Evolution of the Araçuaí Belt and its connection to the Ribeira Belt, eastern Brazil. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos (eds.) *Tectonic Evolution of South America*, Rio de Janeiro, p. 265-286.
- Pedrosa Soares A.C., Noce C.M., Wiedemann C.M., Pinto C.P. 2001. The Araçuaí-West-Congo Orogen in Brazil: an overview of a confined orogen forms during Gondwanaland assembly. *Prec. Res.*, **110**:307-323.
- Platt J.P. & Behrmann J.H. 1986. Structures and fabrics in a crustal-scale shear zone. *Beltic Cordillera, SE Spain. J. Struc. Geol.*, **8**:15-33
- Price G.P. 1985. Preferred orientation in quartzites. In: H.R. Wenk (ed.). *Preferred orientation in deformed metals and rocks: an introduction to modern texture analysis*, Academic Press, Orlando, 385-406
- Pryer L.L. 1993. Microstructures in feldspar from major crustal thrust zone: the Grenville Front, Ontario, Canada. *J. Struc. Geol.*, **1**:21-36
- Schmid S. & Casey M. 1986. Complete fabric analysis of some commonly observed quartz c-axis patterns. American Geophysical Union, Geoph. Monograph 36, p. 263-286
- Siga Jr. O. 1986. A evolução geotectônica da porção nordeste de Minas Gerais, com base em interpretações geocronológicas. Dissertação de Mestrado. IG/USP, 140 p.
- Siga Jr. O., Cordani U.G., Basei M.A.S., Teixeira W., Kawashita K., Van Schmus W.R. 1987. Contribuição ao estudo geológico e geocronológico da porção norte de Minas Gerais. In: SBG, Simp. Geol. Minas Gerais, 4, p. 29-44
- Silva J.M.R., Lima M.I.C., Veronese V.F., Ribeiro Jr. R.N., Rocha R.M., Siga Jr. O. 1987. Levantamento de Recursos Naturais, Rio de Janeiro, Folha SE.24 - Rio Doce: Geologia. Projeto Radambrasil, 34, 544 p.
- Simpson C. & Schmid S.M. 1983. An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *GSA Bull.*, **94**:1281-1288.
- Simpson C. & Wintsch R.P. 1989. Evidence for deformation-induced K-feldspar replacement by mirmeckite. *J. Metam. Geol.*, **7**:261-275
- Söllner F., Lammerer B., Weber-Diefenbach K., Hansen B.T. 1987. The brasiliano orogenesis: age determinations (Rb-Sr and U/Pb) in the coastal mountains region of Espírito Santo, Brazil. *Zentral. Geol. Palaeont.*, Teil I, **7**:729-741.
- Söllner F., Lammerer B., Weber-Diefenbach K., Hansen B.T. 1989. Brasiliano age of a charnoenderbitic rock suite in the Complexo Costeiro (Ribeira Mobile Belt), Espírito Santo/Brazil: Evidence from U-Pb geochronology on Zircons. *Zentral. Geol. Palaeont.*, Teil I, **5**:933-945
- Spry A. 1979. *Metamorphic Textures*, Pergamon Press, Oxford. (3^a ed.)
- Teixeira W. & Canzian F. 1994. Evolução tectonotermal proterozóica do cráton do São Francisco, com base em interpretações geocronológicas K-Ar em rochas do seu embasamento. *Bol. IG-USP, Sér. Cient.*, **25**:61-80
- Trompette R. 1994. Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma). Pan-African - Brasiliano aggregation of South América and África. A.A. Balkema, 350p.
- Trompette R., Egydio-Silva M., Tommasi A., Vauchez A., Uhlein A. 1993. Amalgamação do Gondwana Ocidental no Panafricano-Brasiliano e o papel da geometria do Cráton do São Francisco na arquitetura da Faixa Ribeira. *Rev. Bras. Geoc.*, **23**:187-93.
- Tuller M. P. 1993. Geologia da Folha Colatina. In: M.P. Tuller (org), Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, Folha SE.24-Y-C-VI – Colatina, DNPM/CPRM. Brasília. p.3-143
- Tullis J. 1983. Deformation of feldspars. In: Ribbe, P.H. (ed). *Feldspar mineralogy*. Mineral Society of America. *Rev. Mineral*, **2**:297-323
- Tullis J. & Yund R.A. 1987. Transition from cataclastic flow to dislocation creep of feldspar: mechanisms and microstructures. *Geology*, **15**:606-609.
- Turner F.J. & Weiss L.E. 1963. *Structural analysis of metamorphic tectonites*. McGraw Hill, New York, 545 p.
- Uhlein A., Egydio-Silva M., Trompette R. 1990. A Faixa de Dobramentos Araçuaí no Estado de Minas Gerais: uma cadeia monocíclica de idade brasiliana. In: SBG, Congr. Bras. de Geol., 31, Anais, p. 2576-2588.
- Uhlein A., Egydio-Silva M., Bouchez J.L., Vauchez A. 1998b. The Rubin Pluton (Minas Gerais, Brazil): a petrostructural and magnetic fabric study. *Journ. South Am. Earth Sci.*, **11**:179-189
- Vernon R.H., Williams V.A., Darcy W.F. 1983. Grain size reduction and foliation development in a deformed granitoid batholith. *Tectonophysics*, **92**:123-145
- Vieira V.S. 1993. Geologia da Folha Baixo Guandú. In: Vieira, V.S. (org), Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, Folha SE.24-Y-C-V – Baixo Guandu, DNPM/CPRM. Brasília. p. 15-134
- Voll G. 1976. Recrystallization of quartz, biotite and feldspar from Erstfeld to the Leventina nappe, Swiss Alps, and its geological significance. *Scheiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **56**: 641-647
- White J.C. & Mawer C.K. 1986. Extreme ductility of feldspars from a mylonite, Parry Sound, Canada. *J. Struc. Geol.*, **8**:133-143
- White S.H. 1975. Tectonic deformation and recrystallization of Oligoclase. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **50**:287-304
- Wiedemann C.M. 1993. The evolution of the Paleozoic, late- to post-collisional magmatic arc of the coastal mobile belt, in the state of Espírito Santo, eastern Brazil. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, **65**:163-181

Manuscrito A-1508

Recebido em 26 de julho de 2004

Revisão dos autores em 25 de julho de 2005

Revisão aceita em 05 de agosto de 2005