UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**GEOMETRIA E CINEMÁTICA NA REGIÃO
DO BAIXO RIO DOCE ENTRE
AIMORÉS (MG) E COLATINA (ES)**

Tiago da Rocha Karniol

Orientador: Prof. Dr. Rômulo Machado

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO
2003

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**GEOMETRIA E CINEMÁTICA NA REGIÃO DO BAIXO RIO DOCE
ENTRE AIMORÉS (MG) E COLATINA (ES)**

TIAGO DA ROCHA KARNIOL

Orientador: Prof. Dr. Rômulo Machado

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO JULGADORA

	Nome	Assinatura
Presidente:	Prof. Dr. Rômulo Machado
Examinadores:	Prof. Dr. Carlos José Archanjo
	Prof. Dr. Norberto Morales

SÃO PAULO
2003

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

GEOMETRIA E CINEMÁTICA NA REGIÃO DO BAIXO RIO DOCE ENTRE AIMORÉS (MG) E COLATINA (ES)

Tiago da Rocha Karniol

Orientador: Prof. Dr. Rômulo Machado

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

DEDALUS - Acervo - IGC

30900013447

São Paulo
2003

*Dedico este trabalho ao meu orientador,
Rômulo, e à minha mãe, Lula.*

ÍNDICE

Agradecimentos	i
Resumo	ii
<i>Abstract</i>	iv
CAP. I – INTRODUÇÃO	1
I.1 Objetivos	3
I.2 Materiais e Métodos	3
I.3 Localização da Área	5
CAP. II - TRABALHOS ANTERIORES	7
II.1 Arcabouço Tectônico da Faixa Araçuaí	8
II.2 Granitogênese e Geocronologia	16
II.3 Modelos Geodinâmicos	18
CAP. III - ANÁLISE GEOMÉTRICA E CINEMÁTICA NA REGIÃO DO BAIXO RIO DOCE ENTRE AIMORÉS (MG) E COLATINA (ES)	20
Resumo	21
<i>Abstrac</i>	21
III.1 Introdução	22
III.1.1 Arcabouço estrutural regional	23
III.2 Análise Estrutural	26
III.2.1 Domínio estrutural I	27
III.2.2 Domínio estrutural II	34
III.2.3 Domínio estrutural III	36
III.2.4 Domínio estrutural IV	39
III.3 Discussão e Conclusões	42
CAP. IV - ANÁLISE MICROESTRUTURAL E DE EIXOS-C DE QUARTZO NA SEÇÃO AIMORÉS (MG) - COLATINA (ES)	49
Resumo	50

<i>Abstract</i>	50
IV.1 Introdução	51
IV.1.1 Arcabouço tectônico regional	51
IV.1.2 Estrutura e petrografia	52
IV.2 Microestruturas	57
IV.2.1 Quartzo	57
IV.2.2 Feldspato	59
IV.2.3 Granada	61
IV.2.4 Piroxênio	63
IV.2.5 Sillimanita	63
IV.2.6 Cordierita	63
IV.3 Eixos-C de Quartzo	64
IV.4 Análise Cinemática	66
IV.5 Discussão	69
IV.6 Conclusões	70
CAP. V - DISCUSSÃO E CONCLUSÕES	72
V.1 Discussão	73
V.2 Conclusões	76
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	79

ANEXOS 89

Anexo 1 - Seção geológica-estrutural

Anexo 2 - Fotografias

Anexo 3 - Dados geocronológicos

LISTA DE FIGURAS

Figura 01 – Localização da área de estudo	6
Figura 02 - Contexto geotectônico e geologia local	9
Figura 03 - Geologia regional	10
Figura 04 - Tabela 1 - Modelos tectônicos da Faixa Araçuaí	11
Figura 05 - Tabela 2 - Modelos estruturais do Baixo Rio Doce	14
Figura 06 - Perfil geológico-estrutural com estruturas mesoscópicas	28
Figura 07 - Estereogramas por domínio estrutural	29
Figura 08 - Indicadores cinemáticos mesoscópicos	31
Figura 09 - Perfil geológico estrutural com estruturas microscópicas	55
Figura 10 - Padrões de eixos-C de quartzo	65
Figura 11 - Prancha 01 - Microestruturas	58
Figura 12 - Prancha 02 - Microestruturas	60
Figura 13 - Prancha 03 - Microestruturas	62
Figura 14 - Prancha 04 - Indicadores cinemáticos microscópicos	68

LISTA DE RESTITUIÇÕES

- Restituição A** - Veios pegmatíticos e calciossilicáticos sigmoidas paralelos à foliação C' envolvidos por granulito, compatíveis com movimentação extensional para ENE. O plano de observação é subparalelo ao plano XZ elipsóide de deformação. Corte de estrada da BR-459 próximo a Mascarenhas. 32
- Restituição B** - Granitóide tipo I com ortopiroxênio e uma trama SL, realçada por uma foliação marcada por trilhas de biotita e piroxênio no corte XZ do elipsóide de deformação. A lineação no local é dada pela orientação preferencial de agregados de quartzo e biotita. O conjunto de foliações caracteriza uma trama de pares S-C e S-C', ambos compatíveis com uma tectônica compressiva com fluxo para SW. Corte de estrada da BR-459 próximo a Mascarenhas. 33
- Restituição C** - Porfiroclastos de feldspato com orientação sugestiva de movimentação lateral direita. O par S-C é definido tanto pela orientação dos porfiroclastos como pela matriz que o envolve, esta rica em feldspato, quartzo, biotita e piroxênio. Corte paralelo ao plano XZ do elipsóide de deformação. Corte de estrada da BR-459 próximo ao acesso para Itapina. 35
- Restituição D** - Associação de sillimanita granada granulito com granito tipo S, formando um arranjo S-C' de foliações. O granito dispõe-se preferencialmente subparalelo aos planos S, estrutura compatível com um componente extensional para NE. Plano XZ do elipsóide de deformação. Corte de estrada da BR-459 próximo ao acesso para Itapina. 37
- Restituição E** - Leucogranito sigmoidal compatível com movimentação extensional para NE. Plano XZ do elipsóide de deformação. Corte de estrada da BR-459 próximo ao acesso para Itapina. 38
- Restituição F** - Associação de granulito (branco) e granito tipo S (cinza). O desenvolvimento de granitos paralelos à foliação S, bem como a orientação das trilhas de biotita, são compatíveis com um fluxo extensional com topo para NNE. Plano XZ do elipsóide de deformação. Corte de estrada da BR-459 próximo à Colatina. 40
- Restituição G** -Granulito foliado, inequigranular, com formação de granitos leucocráticos, ricos em granada, com limites concordantes formando bandas, e discordantes formando bolsões em relação à rocha predominante. No centro da figura, esta relação é evidenciada pelo desenvolvimento de uma estrutura tipo σ muito avançada, compatível com giro dextral. Plano XZ do elipsóide de deformação. Corte de estrada da BR-459 próximo à Colatina. 41
- Restituição H** - Granito tipo S com foliação proeminente, paralela à qual desenvolvem-se lentes de granito de composição mais félsica, tanto nos planos S como nos planos C' de foliações. Componente de movimentação compressiva com topo para E. Corte paralelo ao plano XZ do elipsóide de deformação. Pedreira nas redondezas de Colatina. 43
- Restituição I** - Granito tipo I com trilhas de biotita denotando bandas de cisalhamento extensionais assimétricas. A lapiseira e a caneta encontram-se paralelas às direções das foliações S e C', respectivamente. Plano de observação horizontal. Movimentação lateral direita associada a um componente direcional dextral na 44

borda do Maciço Charnockítico de Aimorés. Pedreira na BR-459 próxima ao acesso para Baixo Guandu.

Restituição J - Granitóide tipo I denotando uma foliação de fluxo realçada pelo bandamento mm a cm. Observa-se uma zona de cisalhamento (próxima ao martelo) com componente extensional, onde há um preenchimento por material com viscosidade mais alta. Esta estrutura se repete em menor dimensão no Quadrante NE da fotografia. Plano de observação vertical. Componente extensional associado à movimentação vertical na borda do Maciço Charnockítico de Aimorés. Pedreira na BR-459 próxima ao acesso para Baixo Guandu. 45

LISTA DE FOTOMICROGRAFIAS

PRANCHA 01

58

Fotomicrografia 1A - Padrão de extinção do quartzo tipo “tabuleiro de xadrez”, com limites de subgrãos retilíneos e ortogonais. Nicóis cruzados, aumento 5 X.

Fotomicrografia 1B - Padrão de extinção do quartzo tipo “tabuleiro de xadrez”. Nicóis cruzados, aumento 5 X.

Fotomicrografia 1C - Desenvolvimento de mirmeckita no contato entre feldspato alcalino e plagioclásio. Nicóis cruzados, aumento 2,5 X.

Fotomicrografia 1D - Feição do quartzo onde se preservam núcleos contornados por grãos recristalizados, feição evidenciada por agregados com contatos lobados e junções triplíces a 120° . Nicóis cruzados, aumento 2,5 X.

Fotomicrografia 1E - Grão de quartzo com lamelas de extinção. Nicóis cruzados, aumento 5 X.

Fotomicrografia 1F - Contato lobado entre grãos de quartzo com desenvolvimento de *bulgings*. Nicóis cruzados, aumento 10 X.

Fotomicrografia 1G - *Ribbon* de quartzo com limites de subgrãos ortogonais ao sentido do estiramento. Nicóis cruzados, aumento 2,5 X.

Fotomicrografia 1H - *Ribbon* de quartzo (abaixo) e de cordierita (acima). Nicóis cruzados, aumento 5 X.

PRANCHA 02

60

Fotomicrografia 2A - Subgrão de plagioclásio com rotação evidenciada pelo truncamento da direção da geminação. Nicóis cruzados, aumento 2,5 X.

Fotomicrografia 2B - Recristalização na borda de plagioclásio. Nicóis cruzados, aumento 2,5 X.

Fotomicrografia 2C - Geminações em cunha em plagioclásio que se desenvolvem, preferencialmente, ao longo de uma face do grão, sugerindo tratar-se de uma zona com *strain*. Nicóis cruzados, aumento 5 X.

Fotomicrografia 2D - Padrão de geminação em plagioclásio com orientações ortogonais entre si. Nicóis cruzados, aumento 2,5 X.

Fotomicrografia 2E - Geminações curvas em grão de plagioclásio. Nicóis cruzados, aumento 2,5 X.

Fotomicrografia 2F - Microfábrica de recristalização gerando grãos sem deformação. No centro, plagioclásios com contatos retilíneos a 120° . Nicóis cruzados, aumento 5 X.

Fotomicrografia 2G - Plagioclásio com geminações truncadas e contatos retilíneos a 120° . Nicóis cruzados, aumento 2,5 X.

Fotomicrografia 2H - Plagioclásio com extinção ondulante. Nicóis cruzados, aumento 2,5 X.

PRANCHA 03

62

Fotomicrografia 3A - Piroxênio boudinado com estrutura semelhante a *pinch-and-swell*. Nicóis descruzados, aumento 5 X.

Fotomicrografia 3B - *Ribbons de granada*. Nicóis descruzados, aumento 2,5 X.

Fotomicrografia 3C – Processo de recristalização evidenciada pela presença de grãos de piroxênio com contatos retilíneos a 120°. Nicóis descruzados, aumento 2,5 X.

Fotomicrografia 3D - *Fish* de sillimanita. Nicóis descruzados, aumento 2,5 X.

Fotomicrografia 3E – Porfiroclasto de granada com sillimanita estirada em região de sombra de pressão. Nicóis descruzados, aumento 2,5 X.

Fotomicrografia 3F - Porfiroclasto granada com planos de deslocamento rúptil. Nicóis descruzados, aumento 2,5 X.

Fotomicrografia 3G – Porfiroclasto granada com evidência de deslocamento. Nicóis descruzados, aumento 2,5 X.

Fotomicrografia 3H – Porfiroclasto estirado de cordierita. Nicóis cruzados, aumento 2,5 X.

PRANCHA 04

68

Fotomicrografia 4A - Estrutura planar definida pela orientação preferencial de biotita, piroxênio (orto e clino), juntamente com quartzo e feldspato estirados, onde observa-se uma geometria do tipo S-C-C', compatível com fluxo extensional para ENE. Nicóis cruzados, aumento 10 X.

Fotomicrografia 4B - Agregados de quartzo e biotita com geometria em pares S-C de foliações com fluxo extensional para ENE. Nicóis cruzados, aumento 10 X.

Fotomicrografia 4C - Porfiroclasto de piroxênio estirado com eixo maior oblíquo ao plano C da foliação, sugerindo fluxo compressivo para SW. Nicóis cruzados, aumento 10 X.

Fotomicrografia 4D - Cristais de sillimanita fibrolítica com geometria sigmoidal (em S) sugestiva de fluxo com componente compressivo com movimentação de topo para SW. Nicóis cruzados, aumento 2,5 X.

Fotomicrografia 4E - Feixes de sillimanita ao redor de porfiroclastos estirados de quartzo e feldspato (tipo σ), com assimetria sugestiva de movimentação de topo para NE, associada a um regime extensional. Nicóis cruzados, aumento 10 X.

Fotomicrografia 4F - Agregados lenticulares de sillimanita e biotita pisciformes, sugerindo movimentação de topo associada a um fluxo compressivo para SW. Nicóis cruzados, aumento 2,5 X.

Fotomicrografia 4G – Foliação S-C definidas pelo alinhamento da biotita, sugerindo movimentação compressiva com topo para SW. Nicóis cruzados, aumento 10 X.

Agradecimentos

Agradeço, em primeiro lugar, ao meu orientador e companheiro Prof. Dr. Rômulo Machado, pela disposição para realizar em conjunto todas as etapas deste trabalho.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - CAPES, pela concessão de uma bolsa de mestrado e verba para impressão de figuras.

Aos funcionários e colegas do Instituto de Geociências/USP, Samuca, Tadeu, Ana Paula e Magali, Diogo, Vasco, Angélica, o pessoal da laminação e a toda infraestrutura do Instituto, sem a qual seria impossível a conclusão desta dissertação.

À minha mãe, Lula, pelo incentivo à pesquisa e, principalmente, pela revisão final do texto.

Ao geólogo Nolan M. Dehler, pelo incentivo e discussões.

Ao Guto, Mainara e Érica, pela paciência.

Agradeço ainda ao Bambi e Araci, pela ajuda com a Platina Universal, e a todos que, direta ou indiretamente, contribuíram para realização desta dissertação.

Aloha

Resumo

O *trend* do Cinturão Paraíba ou Faixa/Cinturão Ribeira apresenta uma inflexão de NE-SW para aproximadamente N-S, a partir da divisa do Rio de Janeiro com o Espírito Santo. Com base nesta mudança, alguns autores incluem este trecho do orógeno na Faixa Araçuaí, ampliando sua concepção original.

O presente trabalho visa caracterizar estruturalmente uma seção no Baixo Rio Doce/ES, frente à escassez de dados sistemáticos de lineação de estiramento e mineral e análise geométrica e cinemática neste trecho do orógeno. A região compreende uma associação de granulitos, charnockitos e granitos ricos em granada. Os contatos variam de intrusivos a tectônicos, marcados por zonas de cisalhamento reconhecidas em escala de imagem de satélite ou mapas regionais. A Zona de Cisalhamento Guaçuí sofre uma inflexão de SW-NE para SE-NW, mas as principais estruturas da área associam-se ao sistema Guaçuí.

O levantamento de uma seção geológica-estrutural entre Aimorés (MG) e Colatina (ES), permitiu o reconhecimento das principais feições geométricas e cinemáticas. São reconhecidos quatro domínios estruturais (I, II, III e IV), onde a lineação de estiramento e mineral concentra-se no setor NNE-NE do diagrama. A foliação principal mostra duas orientações dominantes: N-S a NW-SE com mergulhos altos a baixos para E e NE, presente em todos os domínios, e NE-SW com mergulhos intermediários/altos para SE e NW, presente nos domínios II e III.

No setor W há indicadores cinemáticos compatíveis com um fluxo compressivo para SW e extensional para NE, reconhecido em estruturas mesoscópicas no granulito e no charnockito. O charnockito compõe um corpo batolítico e tem seu contato E marcado por uma zona de cisalhamento de alto ângulo com direção SW-NE. A partir desta zona, na escala de campo, predomina fluxo extensional para NNE-NE. Microscopicamente, são descritos indicadores de movimentação com sentidos opostos.

O padrão de eixos-C de quartzo predominante é o de guirlanda cruzada assimétrica do tipo II e o sentido do fluxo é condizente com algumas estruturas mesoscópicas. O padrão das guirlandas obtidas, com concentração de dados nos quatro quadrantes do diagrama a aproximadamente 90°, revela que as rochas foram submetidas a um regime de deformação de alto grau. Este regime aciona a participação do plano prismático [c] além do plano basal <a> nas deformações intracristalinas, gerando diagramas com concentração de dados ao longo do eixo X do elipsóide de deformação finita.

Outras evidências microestruturais de alto grau de metomorfismo referem-se a uma textura reticular cruzada, padrão de extinção tipo "tabuleiro de xadrez" no quartzo e feições de deformação dúctil em vários minerais, como quartzo, feldspato, cordierita, sillimanita, piroxênio e granada.

Considera-se a predominância de movimentos oblíquos e paralelos à faixa no segmento estudado, também descritos em outros trabalhos, em contraste com os movimentos frontais indicados por alguns autores para este domínio. Cabe ressaltar ainda que os dados analisados neste trabalho evidenciam a presença de um quadro cinemático superposto, desenvolvido em regime de deformação dúctil.

Abstract

The trend of the Paraíba or Ribeira Belt changes from NE-SW to N-S near the Rio de Janeiro - Espírito Santo state boundary. Because of this, some authors include this region in the Araçuaí Belt

This work focuses on the structural characterization of a section in the Baixo do Rio Doce region, Espírito Santo State, Brazil, considering the need for more systematic data on mineral and stretching lineations and geometric and kinematic analyses of this part of the orogen. The area contains garnet-rich granulites, charnockites and S-type granites. Their contacts are magmatic or tectonic, marked by high angle shear zones that are recognisable in regional geological maps or satellite images. The Guaçuí Shear Zone inflects from SW-NE to SE-NW in the Baixo do Rio Doce region, but the main structures are related to the Guaçuí system.

In the Aimorés (MG) – Colatina (ES) section, four structural domains are recognized (I, II, III and IV) with mineral and stretching lineation plunging dominantly to NNE-NE. The foliation has two main orientations: one with N-S and NW-SE trend and both high and low dips to E and NE, which are found in all domains, and the other with NE-SW trend and high to intermediate dips to SE and NW.

The kinematic indicators in the western part the section suggests top-to-SW-SSW (compressive structures) and top-to-NE-NNE (extensive structures), recognized in mesoscopic structures such as S-C and S-C-C' foliation planes, asymmetric structures, σ type porphyroclasts in the granulites and charnockites. The charnockite comprises a batholithic body and its eastern contact is a high angle shear zone with SW-NE trend. In the eastern part of the section, top-to-NE-NNE prevail. Some microscopic structures, however, indicate the opposite shear sense.

The crystallographic C-axis pattern resembles predominantly type-II asymmetric crossed girdles and the flow direction is consistent with some mesoscopic structures. The fabric skeleton with opening angles of 90° centered on the Y-axis and c-axis plots concentrated on the extension axis, suggests that a high metamorphic grade was reached in this rocks. This implies the basal $\langle a \rangle$ prism $[c]$ switch in the intracrystalline deformation mechanisms.

Other microstructural evidence related to the high metamorphic grade relates to reticular matrix mosaics, quartz chessboard pattern and other ductile deformation features in quartz, feldspar, cordierite, sillimanite, garnet and pyroxene.

It is thought that movements parallel or oblique to the belt were important in this orogen, rather than the frontal movements which some authors have proposed for the Eastern domain of the Araçuaí Belt. The data presented in this study show complex kinematics path developed during ductile deformation.

Capítulo I

INTRODUÇÃO

Uma feição marcante do Cinturão Paraíba (Ebert 1955 e 1968, Cordani *et. al.* 1968) ou Faixa/Cinturão Ribeira (Almeida *et. al.* 1973, Hasui *et. al.* 1975) é a mudança de *trend* estrutural a partir da divisa do Rio de Janeiro com o Espírito Santo, onde ocorre uma inflexão da direção principal do orógeno de NE-SW para aproximadamente N-S. Esta mudança, em escala regional, tem levado alguns autores a incluir este segmento do orógeno na Faixa Araçuaí (Siga Jr. 1986, Ulhein *et. al.* 1990, Trompette *et. al.* 1992, Alkmim & Marshak 1998, Pedrosa-Soares *et. al.* 1992, Pedrosa-Soares & Wiedemann 2000, Pedrosa-Soares *et. al.* 2001). Contudo, isto ainda constitui uma questão em aberto.

A denominação Faixa Araçuaí foi utilizada inicialmente por Almeida (1977) para designar uma faixa de dobramentos brasileiros adjacente às bordas sul e sudeste do Cráton São Francisco, constituída pelo Grupo Macaúbas e gnaisses, xistos, quartzitos e calcários a ele associados. Esta faixa desenvolveu-se, em sua maior parte, sobre área do Protocráton Paramirim (Almeida & Litwinski 1984). Possui estruturação próxima de N-S em Minas Gerais e apresenta uma forte inflexão para leste na zona limítrofe com a Bahia, exibindo, neste trecho, uma configuração em arco voltado para sul (Arco do Rio Pardo). O seu limite leste ainda não está bem definido: alguns autores consideram-na independente do Cinturão Ribeira (Almeida 1977 e 1981, Trompette *et. al.* 1993), enquanto outros consideram sua extensão até a costa brasileira (Siga Jr. 1986, Ulhein *et. al.* 1990, Trompette *et. al.* 1992, Alkmim & Marshak 1998, Pedrosa-Soares *et. al.* 1992, Pedrosa-Soares & Wiedemann 2000, Pedrosa-Soares *et. al.* 2001).

Na Faixa Araçuaí distinguem-se dois domínios tectônicos (e geocronológicos) principais: um externo, ou ocidental, e outro interno, ou centro-oriental, (Siga Jr. 1986). O domínio externo é caracterizado por um cinturão de antepaís (*foreland fold and thrust belts*) e possui foliação com direção N-S e lineação de estiramento mineral E-W. O metamorfismo cresce para leste e varia de fácies xisto verde a anfibolito alto.

O domínio interno, menos conhecido estruturalmente, situa-se a leste da falha Taiboeiras (Pedrosa Soares 1984 e Pedrosa Soares *et. al.* 1984). Apresenta metamorfismo em fácies anfibolito e acha-se representado por xistos e quartzitos do Grupo Salinas (Cobra 1970) e pelo Complexo Jequitinhonha (Almeida & Litwinski 1984). Organiza-se, de leste para oeste, inicialmente numa estrutura homoclinal (Formação Salinas) de direção NE-SW e mergulhos suaves (10 a 30°) para SE, com lineação de estiramento mineral oblíqua com caimento para ENE ou ESE associada a dobras intrafoliais com eixos paralelos a mesma (Ulhein *et. al.* 1990). A seguir, a foliação verticaliza-se e torna-se plano-axial às dobras (domínio de vergência

neutra, logo após Araçuaí), passando a mergulhar para NW, numa configuração de estrutura em leque (Ulhein *et. al.* 1990). Neste segmento da estrutura, a leste de Araçuaí, observa-se uma mudança do metamorfismo tipo barrowiano, com paragênese granada-estaurolita-cianita-sillimanita, para do tipo Abukuma, com paragênese andaluzita-cordierita-sillimanita (Pedrosa Soares *et. al.* 1984). Esta mudança é interpretada como resultado do calor gerado pela intrusão dos granitóides sintectônicos (Ulhein *et. al.* 1990).

O presente trabalho envolve a caracterização geométrica e cinemática, em escala meso e microscópica, de uma seção estrutural ao longo do Baixo Rio Doce, entre as cidades de Aimorés (MG) e Colatina (ES). Discute também as implicações tectônicas regionais com base nos resultados obtidos.

A dissertação está organizada em cinco capítulos, com dois (capítulos III e IV) já submetidos à publicação como artigos científicos. O primeiro artigo versa sobre a análise estrutural (geométrica e cinemática) mesoscópica das estruturas e o segundo, sobre a análise microscópica (trama cristalográfica do quartzo e feições microestruturais). O Capítulo II contém uma revisão dos trabalhos anteriores, enquanto o capítulo V apresenta a discussão e conclusões do trabalho. A seção geológica-estrutural síntese, fotografias e dados geocronológicos são apresentados como um item anexo à dissertação.

1.2 Objetivos

O objetivo deste trabalho é contribuir para a elucidação do quadro de evolução estrutural e tectono-metamórfico de um segmento do Baixo Rio Doce no domínio interno da Faixa Araçuaí, entre Aimorés (ES) e Colatina (ES), com base em estudos estruturais (análise geométrica e cinemática) e de petrotrama (microestruturais e eixos-C de quartzo).

A análise cinemática, em escalas meso e microscópica, baseada no padrão das lineações e nos indicadores cinemáticos (pares de foliações S-C, estruturas assimétricas etc.), permitiu a caracterização do sentido de rotação do fluxo das principais zonas de cisalhamento e dos domínios intermediários.

1.3 Materiais e Métodos

A análise estrutural (geométrica e cinemática) é a principal metodologia utilizada nesta pesquisa. Foram analisadas as estruturas planares (foliações e superfícies axiais das dobras) e lineares (lineação de estiramento e mineral, lineação de intersecção e linha de charneira de

dobras) e indicadores cinemáticos (pares de foliações S-C e S-C-C', estruturas assimétricas, etc.).

Os dados estruturais foram tratados estatisticamente em diagramas de projeção estereográfica do tipo Schmidt-Lambert (hemisfério inferior), e os resultados forneceram a base para a caracterização geométrica das estruturas e de seus domínios estruturais.

A análise da trama cristalográfica de quartzo e das feições microestruturais, utilizadas como metodologias complementares, permitiu avaliar os mecanismos e as condições envolvidas durante a deformação. As medidas de eixos-C de quartzo foram efetuadas em platina universal (4 eixos), com lâminas orientadas segundo o plano XZ do elipsóide de deformação finita, e os resultados apresentados em diagramas de projeção estereográfica (hemisfério inferior).

O trabalho desenvolveu-se em três etapas principais: uma de escritório, uma de campo e outra de laboratório.

A etapa de escritório consistiu, principalmente, no levantamento da literatura nacional e internacional relacionada à temática da pesquisa, tais como: indicadores cinemáticos, análise e mecanismos da deformação, metodologia e padrões de eixos-C de quartzo, conceito de transpressão. Consistiu ainda no levantamento do material cartográfico disponível, básico para o desenvolvimento das etapas subsequentes.

A etapa de campo, com duração de duas semanas, concentrou-se na realização de um perfil geológico estrutural detalhado, com a coleta de amostras, obtenção de fotografias e levantamento de dados estruturais (planares e lineares) para análise geométrica das estruturas, segundo procedimentos descritos em Hobbs *et. al.* (1976).

Paralelamente, foi realizada análise cinemática das estruturas em escalas mesocópica, que se refere à coleta de dados estruturais, como lineações, porfiroclastos estirados e pares de foliações S-C-C', e à determinação do sentido de rotação do fluxo das estruturas, com base na interpretação do giro em estruturas assimétricas. Os critérios cinemáticos utilizados encontram-se em diversos estudos entre outros, Simpson (1986), Hanmer & Passchier (1990), Passchier & Trouw (1996).

Na etapa de laboratório desenvolveu-se a análise e descrição pormenorizadas de 45 lâminas delgadas: 30 delas orientadas e 15 não orientadas. As primeiras foram utilizadas para

análise de petrotrama e as últimas, para descrição e caracterização das paragêneses e microestruturas.

A partir da análise de petrotrama foram gerados diagramas de eixos-C de quartzo, utilizados como base para discutir os mecanismos de deformação. Paralelamente, foram feitas imagens das feições estruturais mais significativas, em escalas meso e microscópica, apresentadas em forma de pranchas.

1.4 Localização da Área

A área delimitada para este estudo localiza-se na região do Baixo Rio Doce, entre as cidades de Aimorés, na divisa de Minas Gerais com o Espírito Santo e Colatina, no Espírito Santo, com a localidade de Itapina na sua parte central (Figura 01). Compreende um perfil de cerca de 60 Km ($41^{\circ}30'-40^{\circ}30'$ W) situado ao longo do paralelo $19^{\circ}30'$ de latitude sul. É cortada na direção ESE-WNW pela rodovia BR-459, que liga Linhares/ES a Governador Valadares/MG.

O acesso à região pode ser feito pela rodovia BR-262, a partir de Belo Horizonte até João Monvelade, seguindo-se pela BR-381 até Governador Valadares, de onde se pode atingir, pela rodovia BR-459, rumo ESE, a área delimitada. Outra opção de acesso é a rodovia BR-101, partindo de Vitória até Linhares, seguindo pela BR-459, rumo WNW.

Figura 01 - Localização da Área de Estudo

Capítulo II

TRABALHOS ANTERIORES

II.1 Arcabouço Tectônico Regional da Faixa Araçuaí

Regionalmente, o segmento norte do Cinturão Ribeira (Atlântico ou Paraíba do Sul) tem sido considerado como parte integrante de um sistema de zonas de cisalhamento com vergência para o Cráton São Francisco (Figura 02 e 03), juntamente com as Faixas Araçuaí, Brasília, Alto Rio Grande, Sergipana e Riacho do Pontal (Alkmim & Marshak, 1998). Nesta porção do cinturão, os modelos tectônicos propostos envolvem a colisão frontal entre os Crátons São Francisco e Oeste-Congo (Tabela 01).

Os dados geocronológicos disponíveis para a região apontam para dois ciclos orogênicos principais: o Ciclo Transamazônico (1800 a 220 Ma) e o Ciclo Brasileiro (500 a 900 Ma). O primeiro ciclo é reconhecido em rochas gnáissicas e migmatíticas do embasamento, expostas tanto na porção externa (Complexo Itacambira-Barroco, Siga Jr. 1986) quanto na porção interna da faixa orogênica. O Ciclo Brasileiro tem sido interpretado como responsável pelo retrabalhamento de rochas mais antigas (Arqueanas), confirmado pela existência nestas rochas de idades Rb/Sr e Pb-Pb ao redor de 2700 Ma (Siga Jr. 1986). Por outro lado, as idades K/Ar disponíveis mostram a forte influência do Ciclo Brasileiro no rejuvenescimento das idades mais antigas destes complexos.

O segundo ciclo, responsável por forte retrabalhamento crustal de rochas mais antigas, com metamorfismo atingindo condições de fácies anfibolito e alto grau no domínio interno da faixa, foi acompanhado de expressiva granitogênese, com granitos sin a tardi-tectônicos (650 a 550 Ma), tardi a pós-tectônicos (550 a 500 Ma) e pós-tectônicos a anorogênicos (500 a 450 Ma) (Siga Jr. 1986).

Siga Jr. (1986) individualiza duas associações geocronológicas maiores: o domínio brasileiro interno, localizado no setor ocidental da área, representado pelos metassedimentos de baixo grau metamórfico do Grupo Macaúbas e metassedimentos do grupo Espinhaço, além de rochas gnáissicas migmatíticas da estrutura de Itacambira-Barroco. Dados isotópicos Rb/Sr e Pb/Pb disponíveis para a unidade gnáissica-migmatítica indicam geração de rocha no Arqueano (cerca de 2700 Ma) e Proterozóico Inferior (cerca de 2100 Ma), com as razões iniciais de Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$) sugestivas de uma origem por retrabalhamento de materiais da crosta.

O domínio brasileiro interno, localizado no trecho centro-oriental, é representado pelos metassedimentos Salinas e rochas gnáissicas-migmatíticas do setor oriental da área. Nota-se um crescimento do metamorfismo para leste, gradando da zona da cianita para a zona da sillimanita. Dados Rb/Sr e U/Pb indicam formação destas rochas no intervalo de 660-570 Ma. Os dados K/Ar indicam a existência de áreas aquecidas a temperaturas acima de 300°C até

Figura 02 - A. O Cinturão Paraíba no 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 G3I; 5- Suíte tipo-I G1 6- Suítes tipo S G2 e G3S; 7- Suíte tipo I G5 (pontos pretos:núcleos máficos); 8- Cobertura fanerozoica; 9- Sentido de transporte tectônico principal; 10- Zonas de cisalhamento; 11 - Limite do Cráton São Francisco; 12- Seção geológica.

Figura 03 - Mapa geológico (modificado de Tuller 1993, Pedrosa Soares 2001). 1- Complexo gnáissico, 2- Complexo Juiz de Fora, 3- Complexo Paraíba do Sul, 4- Grupo Rio Doce, 5- Assembléia de rochas oceânicas, 6- Suíte tipo-I G1, 7- Suítes tipo S G2 e G3S, 8- Suíte tipo I G3I, 9- Suíte tipo S G4, 10- Suíte tipo I G5 (pontos pretos:núcleos máficos), 11- Cobertura fanerozoica, 12- Zonas de cisalhamento, 13- Seção geológica.

Figura 04 - Tabela 01: Modelos tectônicos da Faixa Araçuaí

Orogênese/ Arco/Faixa	Estágios tectônicos	Magmatismo e tipos de granitos	Modelo tectônico	Reconstrução geodinâmica	Idade (Ma)	Referências
Faixa Araçuaí	Sin a tardi, tardi a pós e pós tectônicos	Granitóides normalmente ricos em álcalis	Compressão E-W com dupla vergência para W (contra o Cráton do São Francisco) e para E (contra o Cráton do Congo. Ativação de extensas falhas transcorrentes	Arco magmático continental	650 - 450	Siga Jr. 1986
Faixa Ribeira	Ciclo longo (1000-600Ma)	Granitos leucocráticos com duas micas, peraluminoso, Tipo-S Alcalino, composição granítica, quartzo-sienítica e quartzo monzonítica	Colisão entre os Crátons do Congo (a E) e São Francisco (a W), com geometria ortogonal ao <i>trend</i> do cinturão; tectônica de <i>nappes</i> para W e escape tectônico para SW	Sistema de <i>rift</i>	1100-950	Trompette 1994; Trompette <i>et al.</i> 1992 e 1993, Vauchez <i>et al.</i> 1992 e 1994, , Egydio-Silva <i>et al.</i> 2002, Uhlein <i>et al.</i> 1998 e 2003
	Ciclo curto (600-540/530)		Formação de bacias do tipo <i>foreland</i>	Convergência continental, fechamento do Oceano Adamastor e formação do Gondwana Ocidental	600 - 570	
Rio Doce	Pré, sin, tardi e pós- colisional	Cálcio-alcálico/meta- aluminoso→batólitos peraluminosos→migmatito/granito (anatexia) Álcáli-cálcico e meta- aluminoso→plútons zonados e diques	Subducção para NW, colisão e ascensão da cadeia	Acresção de microplacas e fechamento de oceano	590 - 480	Figueiredo e Campos Neto (1993), Campos Neto e Figueiredo 1995)
Arco pós- orogênico	Sin, tardi e pós-orogênico	Cálcio-alcálico→batólito ortognáissico, ortogranítico e charnockitos Toleítico, Cálcio-alcálico/alcálico (alto K), Cálcio-alcálico (médio a alto K) →diápiros zonados (gabros/dioritos no centro e granitos na borda)	Subducção com alto mergulho	Arco magmático continental e intracontinental	580 - 450	Wiedemann (1993)

Paraíba do Sul e Rio Doce	Pré, sin, tardi e pós-colisional	Cálcico/Álcali-cálcico (médio/alto K), meta-aluminosos/peraluminoso→batólitos Cálcio-alcálico tipo-I Cordilherano Granitos tipo-S (migmatitos) →Hercínico Cálcio-alcálico (alto K a shoshonítico→tipo I Caledoniano	Subducção B para NW ou <i>underplating</i> e colisão oblíqua	Arco magmático tipo andino, colagem orogênica, transpressão e extensão	650 - 480	Machado & Demange 1994 e 1998; Machado 1997
Orógeno Araçuaí-Oeste Congolês	Pré, sin, tardi e pós-colisional	G1- tipo-I, cálcio-alcálico, meta-aluminoso a levemente peraluminoso; tonalitos e granodioritos, foliados; G2- tipo-S, peraluminoso, batólitos intrusivos, foliados, granodioritos, granitos e tonalitos; G3- tipo-I, cálcio-alcálico (alto-K), granitos a granodioritos; e tipo-S, com leucogranitos, em corpos coalescentes ou isolados, subalcalinos, peraluminosos; G4- tipo-S, peraluminoso a levemente meta-aluminoso, corpos graníticos <i>baloon-like</i> , G5- tipo-I, cálcio-alcálico (alto-K), meta-aluminoso, pouco deformados	subducção B de crosta oceânica para E colisão entre os Crátons do Congo e São Francisco com dupla vergência (W e E) estágio colisional tardio atividades tectono-magmáticas tardias em regime extensional	Arco magmático tipo andino Arco magmático continental Estabilização da Plataforma Sulamericana	630? - 585 585 - - 560 520 - 500	Pedrosa Soares <i>et al.</i> (1999), Pedrosa Soares & Wiedemann (2000), Pedrosa Soares <i>et al.</i> 2001), Pedrosa Soares <i>et al.</i> 2003
Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental	Pré a pós-colisional		Rede de <i>riffs</i> Rotação anti-horária do São Francisco e horária do Congo; subducção oblíqua para NNE; expansão das áreas orogênicas em direção ao antepaís; escape lateral em direção a sul e colapso gravitacional	Ruptura do Rodínia Tectônica Quebra-Nozes com fechamento de oceano tipo mediterrâneo	1000-900 640/630-?	Alkimim <i>et al.</i> 2003

pelo menos 480 Ma. Este domínio também contém uma variedade de corpos granitóides, normalmente ricos em álcalis.

Dados termobarométricos existentes referentes a várias regiões indicam condições de metamorfismo em fácies anfibolito a granulito, com temperaturas entre 620 e 750°C e pressões entre 5,3 e 6,9 Kbar, para a Série Charnoeenderbítica da região de Iconha/ES (Offman & Weber-Diefenbach 1989), e temperaturas entre 812 e 860°C e pressões de cerca de 6,4 Kbar, para rochas do Maciço Charnockítico Aimorés (Mello 2000).

Alguns autores consideram a Faixa Araçuaí como continuação do Cinturão Ribeira, integrantes do mesmo sistema orogênico, o Cinturão Araçuaí-Oeste Congolês (Pedrosa Soares e Wiedemann 2000, Pedrosa Soares *et. al.* 2001 e 2003). Afirmam que a Faixa Araçuaí tem características peculiares devido à paleogeografia do setor ocidental do supercontinente Gondwana, onde seus limites norte, leste e oeste são definidos pelo embaiamento dos Cráton São Francisco e Cráton do Congo.

Do ponto de vista estrutural, a inflexão do *trend* principal do cinturão é da maior importância para a compreensão da evolução tectônica da área e representa ainda uma questão em aberto, sobretudo a respeito da sua caracterização estrutural. Os modelos estruturais propostos para a região do Médio e Baixo Rio Doce e áreas adjacentes (Tabela 02) consideram a geração de diferentes estruturas, relacionadas a duas (Moura *et. al.* 1978, Issa Filho *et. al.* 1980), três (Siga Jr. 1986, Uhlein *et. al.* 1990, Nalini 1997, Nalini *et. al.* 1997), ou até cinco fases de deformação (Vieira 1993, Tuller 1993).

Vários trabalhos com citações sobre a cinemática sugerem uma vergência tectônica para W e NW, ou seja, contra os limites cratônicos, apesar da escassez de dados sistemáticos de lineação mineral e de estiramento e de indicadores cinemáticos (Siga Jr. 1987, Ulhein *et. al.* 1990, Trompette *et. al.* 1992, 1993, Alkmim *et. al.* 1993, Trompette 1994, Vauchez *et. al.* 1992 e 1994, Pedrosa Soares & Wiedemann 2000, Pedrosa Soares *et. al.* 2001, Egydio *et. al.* 2002). Recentemente, trabalhos com ênfase na caracterização estrutural em outros setores do Cinturão Ribeira revelam a presença de indicadores cinemáticos compatíveis com uma tectônica extensional, muitas vezes com movimentação paralela ao *trend* do mesmo (Endo 1997, Nalini 1997, Dehler 2000, Machado *et. al.* 2001, Dehler 2002, Dehler & Machado 2002, Alkmim *et. al.* 2002). Este processo também é discutido em trabalhos existentes na literatura internacional (Avigad *et. al.* 2001; Chauvet & Séranne 1994; Harz *et. al.* 2001).

Figura 05 - Tabela 02: Modelos estruturais da região do Baixo Rio Doce/ES

Fases de deformação	Tectônica / Estruturas / Metamorfismo	Polaridade tectônica	Referência
D ₁	Dobras com eixos subverticais associados a uma foliação S ₁ com orientação N-S		Moura et al. (1978) e Issa Filho et al. (1980)
D ₂	Clivagem de crenulação materializada por níveis biotíticos		
D ₁	Dobras isoclinais associadas a uma foliação S1 paralela ao acamamento		Siga Jr. 1986
D ₂	Dobras com orientação axial próxima de E-W e eixos com caimento para E ao redor de 40°, lineação (alongamento mineral) com caimento menor do que 30° para ENE e ESE, distribuídos ao redor do eixo das dobras		
D ₃	Dobras com orientação axial WNW-ESE e caimento de 38° (estatístico) para ESE, truncamento da fase anterior		
D _n	Tectônica de baixo ângulo / Bandamento metamórfico pré-transposição, dobras intrafoliais apertadas, lenticularização de bandas félsicas / Fácies anfibolito alto		Vieira 1993
D ₁	Cisalhamento simples, dúctil, de baixo ângulo / Superfícies C e S, milonitização, cavalgamento mineral, dobras apertadas, <i>pressure solution</i> , anastomosamento da foliação, lenticularização de camadas e truncamento tectônico de leitos e camadas / Fácies anfibolito alto	NE-SW; E-W	
D ₂ /D ₃	Dobramento / Antiformais e sinformais abertas de grande amplitude de onda e suaves, com eixos NNE (D ₂) e NW (D ₃), dobras centimétricas a métricas com eixos NE ou SW com mergulhos de 10° (D ₂)		
D ₄	Cisalhamento de alto ângulo / Foliações de alto ângulo com direção N-S a N5°-10°W com dobras centimétricas com plano axial N-S/70°E a N20°W/70°NE, lineação mineral de sillimanita S32°E/6°, S85°E/2°, Zona de Cisalhamento Transcorrente de Guaçuí com <i>trend</i> variando entre N-S, N20°- N30°E e N30°- N60°W com <i>shear bands</i> , minidobras assimétricas e sombras de pressão em porfiroclasto de feldspato	Destral	

D _n	Tectônica de baixo ângulo / Bandamento metamórfico, laminação ou acamamaneto, e migmatização pré-transposição / Fácies anfibolito alto		
D ₁	Cisalhamento simples, dúctil, de baixo ângulo / estiramento mineral, truncamento tectônico ou obliteração de leitos, cavalgamento mineral, aspecto milonítico, dobras intrafoliais, sigmoides com sombras de pressão, <i>pressure solution</i> , anastomosamento da foliação e lenticularização das camadas / Fácies anfibolito alto associado a granitogênese de composição tonalítica	E-W	
D ₂	Dobramento / Dobras métricas decaquilométricas, abertas e fechadas até leves ondulações flexurais, paralelas a isoclinais, com eixos NS-NNE e planos axiais verticais		Tuller 1993
D ₃	Cisalhamento de alto ângulo e dobramento / Dobras abertas a suaves do tipo “telha de amianto”, centimétricas a métricas, com eixos E-W, zonas de cisalhamento de alto ângulo, aspecto milonítico a blastomilonítico, lenticularização de bandas, foliações oblíquas, corpos rochosos e minerais sigmoidais, micrólitos, dobras intrafoliais, cavalgamento mineral, <i>shear bands</i> , rotações, rupturas, truncamento tectônico e estiramento mineral e lineações de baixo <i>rake</i> .	Compressão de NW para SE associada a movimentação transcorrente destrai	
D ₄	Fase extensional / Fraturamentos, falhamentos rúpteis preenchidos por diabásio		
D _{p-1}	Cisalhamento simples subhorizontal (estágio inicial) / xistosidade S _{p-1} presente em microlitos da foliação S _p / Fácies xisto verde alto		
D _p	Cisalhamento simples subhorizontal / Foliação S _p subhorizontal e lineação de estiramento (minerais metamórficos, seixos e <i>boudins</i>) para E, sombras de pressão assimétricas, xistosidade S _p milonítica, superfícies S/C em bandas de cisalhamento, fendas de extensão sigmoidais em seixos de metadiamictitos e dobras intrafoliais e isoclinais de pequeno a médio porte com eixos paralelos a lineação de estiramento / Metamorfismo anquimetamórfico ao fácies anfibolito	W	Uhlein <i>et al.</i> 1990
D _{p+1}	Dobramento / Dobras abertas assimétricas com clivagem de crenulação ou de fratura S _{p+1} , com orientação N-S/75°E, N10°W-N20°E/40 a 70° para SW ou NW	E e W	
1ª fase	Foliação magmática e de estado sólido e lineações de fluxo magmático e de estiramento mineral	Destrai extensional	
fase intermediária	Cisalhamento / Deformação de megacristais de feldspato potássico	Sinistral	Nalini 1997 Nalini <i>et al.</i> 1997
última fase	Pós-orogênica / Clivagens de crenulação extensionais e lineação de crenulação, mesofalhamentos rúpteis e formação de <i>boudins</i>		

II.2 Granitogênese e Geocronologia

O segmento orogênico, que compreende a região do Baixo Rio Doce, caracteriza-se por expressivo magmatismo granítico de idade Neoproterozóica. Dados geocronológicos obtidos a partir de diferentes metodologias isotópicas (Anexo 3) sugerem para este magmatismo um desenvolvimento no intervalo de 625 a 500 Ma (Cordani 1973; Siga Jr. 1986; Silva *et. al.*, 1987; Sölnner *et. al.* 1987; Sato 1998, Sölnner *et. al.* 1989; Noce *et. al.* 1999; Mello 2000, Nalini *et. al.* 2000, Martins 2000). Os dados K/Ar apresentam um intervalo mais amplo (602 a 422 Ma), com maior concentração de idades entre 477 a 452 Ma, e representam idades de resfriamento abaixo de 300°C, marcadas pelo fechamento do sistema isotópico da biotita.

Os granitóides brasileiros do segmento norte da Faixa Araçuaí foram inicialmente divididos, com base em dados radiométricos Rb/Sr e U/Pb, em três grupos: 1) granitóides sin- a tardi-tectônicos (650 - 550 Ma); 2) granitóides tardi- a pós-tectônicos (550 - 500 Ma) e 3) granitóides pós-tectônicos (500 - 450 Ma) (Siga Jr. 1986).

Sölnner *et. al.* 1987, ao apresentarem idades U/Pb (em zircões) e Rb/Sr de rochas do Complexo Alegre, localizado ao sul da área deste trabalho, consideram a idade de 590 $\pm$ 2 e -4 Ma (U/Pb, em zircões) como responsável pelo mais importante evento metamórfico da região, que envolveu também fusão parcial de rochas. A idade de 2100 Ma obtida em zircões destas mesmas rochas é interpretada como idade herdada dos metassedimentos que lhe deram origem. A evolução geotectônica da área relaciona-se a uma dilatação crustal e conseqüente intrusões de corpos cálcio-alcálinos a alcálinos zonados. A idade U/Pb (em zircões) de 519 Ma, obtida nestas mesmas rochas, é interpretada como uma segunda fase de metamorfismo (metamorfismo do tipo dinamotermal) dentro da orogênese Brasileira, sendo relacionada a uma fase de adelgaçamento crustal, seguido de aquecimento. A idade U/Pb em zircões de 513 $\pm$ 8 Ma, obtida no Maciço Santa Angélica, relaciona-se também com este evento.

A idade U/Pb em zircões de 558 $\pm$ 2 Ma, obtida a partir de várias famílias de zircões de rochas do Complexo Costeiro (Série Iriri, região de Piuma/ES, com granada gnaisses charnockíticos, enderbíticos e gnaiss charnockítico), é interpretada como a idade do pico de metamorfismo que teria atingido condições metamórficas de fácies granulito (Sölnner 1989). As razões isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$ calculadas para estas mesmas rochas situam-se no intervalo entre 0,7127 e 0,7132 para as rochas mais ácidas e entre 0,7098 a 0,7115 para as rochas mais básicas, sugerindo uma origem supracrustal para a suíte charnoenderbítica da região.

Bilal *et. al.* (1998) dividem este magmatismo na região em quatro grupos: 1) pré-tectônicos, representados pela suíte Galiléia, com idade U/Pb de 595 Ma; 2) sintectônicos, representados pela suíte Urucum, com idade U/Pb de 582 Ma; 3) tardi a pós-tectônicos, englobando os complexos intrusivos anelares como Aimorés e Ibituba-Itapina, com idades entre 537 e 520 Ma, e 4) pós-tectônicos, representados pelo complexo Sienito Ibituruna, com idade Rb/Sr de 511 Ma.

Martins (2000) interpreta a idade Rb/Sr de 507 ± 56 Ma como resultado da influência de corpos graníticos tardios e a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$ 0,7137 como reflexo do retrabalhamento de material crustal na geração das rochas que compõem o Complexo Gnáissico Migmatítico da Faixa Araçuaí. Considera ainda sem significado geológico as idades Sm/Nd no intervalo de 1,59 e 1,79 Ga, pois envolve mistura de fontes paleoproterozóicas ou arqueanas com neoproterozóicas.

Nalini (2000), na porção oeste da área deste trabalho, obteve idades U/Pb em zircões de 594 e 582/573 Ma para as suítes Galiléia e Urucum, respectivamente, e considera-as como idades de cristalização destas suítes. Com base em isótopos de Sr e Nd considera para este magmatismo uma origem a partir de retrabalhamento crustal.

Pedrosa Soares *et. al.* (1999) dividem o magmatismo granítico brasileiro da Faixa Araçuaí em cinco suítes (G1 a G5), da seguinte maneira: suíte G1, sintectônica, constituindo o núcleo anatético do orógeno, com batólitos ortognáissicos tipo-S, representada basicamente por tonalitos foliados e granodioritos, com granitos associados, inclui as suítes Estrela-Muniz Freire, Galiléia e São Vitor e apresenta uma composição química compatível com magmas cálcio-alcalinos, metaluminosos a levemente peraluminosos, de caráter pré a sin-colisional; suíte G2, sintectônica, cálcio-alcalina, com granitóides tipo-S, representada principalmente por corpos batolíticos de granada-biotita granitos, tipo-S, foliados, sub-alcalino a cálcio-alcalino, peraluminosos; suíte G3-I representa pulsos cálcio-alcalinos colocados em zona de cisalhamento oblíquas a direcionais, incluindo os maciços Itagimirim, Guaratinga, Lagoa Preta, Rubim, Salomão e Santo Antônio do Jacinto, e suíte G3-S, tardi-tectônica, com granitos peraluminosos tipo-S, correspondente ao magmatismo da fusão crustal de pilhas sedimentares, bem como o retrabalhamento da suíte G2, incluindo os sillimanita-cordierita-granada leucogranitos; suíte G4 consiste em granitóides peraluminosos, localmente denominados Coronel Murta, Itaporé, Mangabeiras e Santa Rosa, e suíte G5 que representa o último estágio, pós-colisional, e engloba os maciços Aimorés, Caladão, Padre Paraíso, Pedra Azul e Santa Angélica (Pedrosa Soares *et. al.* 1999, 2000 e 2001).

II.3 Modelos Geodinâmicos

O modelo tectônico regional proposto por Siga Jr. (1986) envolve uma fragmentação crustal ao redor de 1100-1000 Ma, cujo início pode ter sido há 1800 Ma, época do início da sedimentação do Sistema Espinhaço. Esta fragmentação foi condicionada por um afinamento e ruptura da crosta superior e representa um sistema de rotação, envolvendo um acunhamento das estruturas a N e abertura mais ampla a S. A evolução do processo, essencialmente ensiálica, envolveu seqüências geossinclinais e vulcanismo máfico-ultramáfico. No final, uma compressão E-W horizontal, acompanhada de ascensão de material ensiálico na zona axial NNW-SSE do cinturão, seria responsável por empurrões contra o Cráton São Francisco e Cráton do Congo, com amoldamento das estruturas ao redor dos mesmos e ativação de extensas falhas transcorrentes.

Campos Neto e Figueiredo (1995) consideram a tectônica atuante no ciclo Brasileiro-Pan-Africano como reflexo da aglutinação de diferentes terrenos, como as microplacas Serra do Mar, Apiaí-Guaxupé, Guanhães e Curitiba. Reconhecem neste ciclo duas orogenias: a Orogenia Brasileira I (entre 700 e 600 Ma) e a Orogenia Rio Doce (entre 600 e 535 Ma). A Microplaca Serra do Mar foi aglutinada através da Orogenia Rio Doce, na qual se desenvolveu um arco magmático com zoneamento químico sugestivo de subducção para NW. Esta tectônica compressiva de baixo ângulo gerou porfiroblastos de granada sigmoidais e dobras de diferentes morfologias. Para as zonas de cisalhamento de Além-Paraíba e Guaçuí, consideram a existência de movimentação sinistral superposta por movimentação dextral, porém em condições metamórficas mais elevadas.

Rochas máficas-ultramáficas são descritas na região de Ribeirão da Folha e caracterizadas como remanescentes de uma crosta oceânica com idades Sm/Nd ao redor de 800 Ma (Pedrosa Soares *et. al.* 1992 e 1998, Pedrosa Soares & Wiedemann 2000). Estas rochas encontram-se intercaladas nos xistos da Formação Salinas e estão associadas com *meta-chert*, sulfetos maciços, formação ferrífera bandada (*BIF*) e basaltos de fundo oceânico (Pedrosa Soares *et. al.* 1999 e 2001). Neste contexto, os autores propõem o seguinte modelo tectônico para a Faixa Araçuaí: 1) subducção de crosta oceânica para leste entre 625 a 595 Ma; 2) colisão entre os Crátons do Congo e São Francisco no intervalo de 595 a 575 Ma; 3) estágio tardio a 560 Ma e 4) atividades tectono-magmáticas tardias em regime extensional entre 535 a 490 Ma.

Neste modelo, a evolução da Faixa Araçuaí envolveria um Ciclo de Wilson completo, desde a fase de ruptura do supercontinente Rodínia, por volta de 1,0-0,9 Ga, idade sugerida

através datações SHRIMP em zircões detríticos da Formação Macaúbas, interpretadas como limite superior do evento glacial e, portanto, relacionadas ao magmatismo da fase de *rift*. Em seguida, houve a formação de uma bacia oceânica em regime de margem continental passiva, proposição reforçada pela existência de restos da litosfera oceânica, representados pela Fácies Ribeirão da Folha (Pedrosa Soares *et. al.* 1992, 1998 e 1999) e, por último, uma fase colisional, com instalação de esforços compressivos na aglutinação do supercontinente Gondwana durante o neoproterozóico (Pedrosa Soares *et. al.* 1992 e 2001, 2003).

Outros trabalhos discutem a colisão continental entre o Cráton do São Francisco e do Congo perpendicular ao *trend* regional do cinturão. Estes modelos consideram uma tectônica de *nappes* para W e escape tectônico para SW (Trompette *et. al.* 1992 e 1993, Vauchez *et. al.* 1992 e 1994, Trompette 1994, Egydio-Silva *et. al.* 2002, Uhlein *et. al.* 2003).

Alkmim (2003) discute uma “tectônica quebra-nozes” para o fechamento de oceano tipo mediterrâneo, com rotação anti-horária da península São Francisco e horária do continente Congo, o que implica em uma subducção oblíqua para NNE, expansão de áreas orogênicas em direção ao antepaís, escape lateral em direção a sul e, no final, colapso gravitacional.

Capítulo III

ANÁLISE GEOMÉTRICA E CINEMÁTICA NA REGIÃO DO BAIXO RIO DOCE ENTRE AIMORÉS (MG) E COLATINA (ES)*

*Submetido à Revista Brasileira de Geociências

Resumo

Este trabalho descreve a geometria e cinemática das estruturas ao longo da seção Aimorés (MG) - Colatina (ES). São reconhecidos quatro domínios estruturais (I, II, III e IV), onde a lineação (mineral e de estiramento mineral) concentra-se no setor NNE-NE do diagrama. A foliação principal mostra duas orientações dominantes: N-S a NW-SE e mergulhos altos a baixos para E e NE, presente em todos os domínios, e NE-SW e mergulhos intermediários/altos para SE e NW, presente nos domínios II e III. Os indicadores cinemáticos (pares de foliações S-C e S-C-C', estruturas sigmoidais e feldspatos assimétricos) mostram movimentos de topo para SW a SSW (estruturas compressionais) e NE a ENE (estruturas extensionais). Os dados cinemáticos obtidos sugerem a predominância no segmento estudado de movimentos oblíquos e paralelos, em contraste com movimentos frontais considerados por vários autores para o Setor Oriental da Faixa Araçuaí.

Palavras-chave: cinemática, tectônica compressiva, tectônica extensional, Faixa Araçuaí.

Abstract

This work describes the geometry and kinematic of structures in the Aimorés (MG) and Colatina (ES) section. Four structural domains were recognized (I, II, III and IV) with lineation (mineral and stretching lineation) plunging dominantly to NNE-NE. The foliation has two main orientations: one with N-S and NW-SE trend and both high and low dips to E and NE, which are found in all domains, and the other with NE-SW trend and high/intermediate dips to SE and NW, in the domains II and III. Kinematic indicators (S-C and S-C-C' foliations, asymmetric structures, σ -porphyroclasts) suggest top-to-SW and SSW (compressive structures) and top-down-to-NE and ENE (extensive structures). It is thought that movements parallel or oblique to the belt were important in this orogen, rather than the frontal movements which some authors have proposed for the Eastern domain of the Araçuaí Belt.

Keywords: kinematic, compressive tectonic, extensional tectonic, Araçuaí Belt.

III.1 Introdução

A mudança do *trend* a partir da divisa do Rio de Janeiro com o Espírito Santo constitui uma das feições estruturais mais importantes do Cinturão Paraíba (Ebert 1955 e 1968, Cordani *et. al.* 1968) ou Faixa/Cinturão Ribeira (Almeida *et. al.* 1973, Hasui *et. al.* 1975). Nesta região ocorre uma inflexão da direção principal do orógeno de NE-SW para aproximadamente N-S. Com base nesta mudança, observada nas diferentes escalas das estruturas, alguns autores incluem este trecho na Faixa Araçuaí (Siga Jr. 1986, Ulhein *et. al.* 1990, Trompette *et. al.* 1992, Alkmim & Marshak 1998, Pedrosa-Soares *et. al.* 1992, Pedrosa-Soares & Wiedemann 2000, Pedrosa-Soares *et. al.* 2001), o que representa ainda uma questão em aberto (Figura 02).

O conhecimento geológico disponível sobre a região do Baixo Rio Doce está vinculado, sobretudo, a investigações regionais realizadas na Faixa Araçuaí. Importantes contribuições para o conhecimento estratigráfico e estrutural da região resultam de trabalhos voltados ao conhecimento do potencial pegmatítico do Vale do Rio Doce (Fanton *et. al.* 1978, Moura *et. al.* 1978a e b, Issa Filho *et. al.* 1980).

Os dados geocronológicos disponíveis na região do Vale do Rio Doce apontam para a existência de pelo menos dois ciclos orogênicos principais: o Ciclo Transamazônico, entre 1800 e 2200 Ma, e o Ciclo Brasileiro, entre 500 e 900 Ma (Cordani 1973, Siga Jr. 1986, Söllner *et. al.* 1987, Silva *et. al.* 1987, Söllner *et. al.* 1989, Teixeira & Canzian 1994, Noce *et. al.* 2000, Nalini *et. al.* 2000, Mello 2000).

Os granitóides brasileiros do segmento norte da Faixa Araçuaí foram inicialmente divididos, com base em dados radiométricos Rb/Sr e U/Pb, em três grupos: 1) granitóides sin- a tardi-tectônicos (650 – 550 Ma); 2) granitóides tardi- a pós-tectônicos (550 – 500 Ma) e, 3) granitóides pós-tectônicos (500 – 450 Ma) (Siga Jr. 1986).

Bilal *et. al.* (1998) dividem este magmatismo na região do Rio Doce em quatro grupos: 1) pré-tectônicos, representados pela suíte Galiléia, com idade U/Pb de 595 Ma; 2) sintectônicos, representados pela suíte Urucum, com idade U/Pb de 582 Ma; 3) tardi a pós-tectônicos, englobando os complexos intrusivos anelares como Aimorés e Ibituba-Itapina, com idades entre 537 e 520 Ma e 4) pós-tectônicos, representados pelo complexo Sienito Ibituruna, com idade Rb/Sr de 511 Ma.

Pedrosa Soares *et. al.* (1999) dividem o magmatismo granítico brasileiro da Faixa Araçuaí em cinco suítes (G1 a G5): G1- suíte sintectônica, constituindo o núcleo anatético do

orógeno, com batólitos ortognássicos tipo-S; G2- suíte sintectônica, cálcio-alcalina, com granitóides tipo-S; G3- suíte tardi-tectônica, com granitos peraluminosos tipo-S; G4- suíte tardi-a pós-tectônica, cálcio-alcalina alto-K, com granitos tipo-I, incluindo os maciços com associação charnockítica (Aimorés, Padre do Paraíso, dentre outros), e G5- suíte pós-tectônica com granitos peraluminosos tipo-S.

O presente trabalho envolve a caracterização geométrica e cinemática de uma seção estrutural ao longo do Baixo Vale do Rio Doce, entre as cidades de Baixo Guandu (divisa MG/ES) e Colatina (ES). Discute também as implicações tectônicas regionais com base nos resultados obtidos.

III.1.1 Arcabouço estrutural regional

Os primeiros trabalhos de caracterização estrutural na região do Vale do Rio Doce foram realizados por Moura *et. al.* (1978) e Issa Filho *et. al.* (1980). Os autores identificam duas fases de deformação: D_1 e D_2 . A fase D_1 produz localmente dobras com eixos subverticais associadas a uma foliação (S_1) com orientação N-S. A fase D_2 é caracterizada por uma clivagem de crenulação materializada por níveis biotíticos.

Siga Jr. (1986) descreve no prolongamento norte da área estudada (Setor Oriental da Faixa Araçuaí, no sentido atribuído pelo autor) um padrão estrutural com três fases de deformação: D_1 , D_2 e D_3 . A fase D_1 gera dobras isoclinais associadas a uma foliação (S_1) paralela ao acamamento. A fase D_2 possui orientação axial próxima de E-W e eixos com caimento para E ao redor de 40° (ver Fig. 15, p. 66, de Siga Jr. 1986). A lineação (alongamento mineral) apresenta caimento em geral suave ($< 30^\circ$) para ENE e ESE, e distribui-se ao redor do eixo das dobras (estatístico) formando ângulo (*rake*) entre 2 e 40° (ver Fig. 15, p. 66, do mesmo autor). A fase D_3 possui orientação axial WNW-ESE e caimento de 38° (estatístico) para ESE. Esta fase é muito forte e trunca a fase anterior (Siga Jr. 1986).

Em uma seção transversal à Faixa Araçuaí, passando por Diamantina (MG), Araçuaí e Itaobim (ES), Uhlein *et. al.* (1990) consideram a deformação em três fases principais: a primeira fase D_{p-1} , caracterizada por cisalhamento simples subhorizontal em estágio inicial, responsável por uma xistosidade S_{p-1} presente em microlitons da foliação S_p ; a segunda fase, principal, D_p , relacionada a um cisalhamento simples subhorizontal que gerou a foliação S_p subhorizontal e lineação de estiramento (minerais metamórficos, seixos e boudins) para E; e a terceira fase D_{p+1} , durante a qual desenvolveram-se dobras abertas assimétricas com clivagem de

crenulação ou de fratura S_{p+1} , com orientações variando entre N-S/75°E e N10°W-N20°E/40 a 70° para SW ou NW.

Os principais projetos de mapeamento geológico na região foram desenvolvidos pela CPRM-Serviço Geológico do Brasil e RadamBrasil. No primeiro em escala 1: 250.000 (Projeto Jequitinhonha), as litologias da região são agrupadas em quatro complexos: 1) Complexo Gnáissico-Migmatítico; 2) Complexo Gnaiss Kinzigítico; 3) Complexo Charnockítico e 4) Complexo Granitóide (Fontes *et. al.* 1978). Os três primeiros complexos são considerados de idade arqueana a Proterozóico inferior e o último do Proterozóico indiviso.

O segundo mapeamento, em escala 1: 1000.000, relativo à Folha Rio Doce (SE-24), reúne as unidades anteriores nos Complexos Juiz de Fora, Pocrane e Gnaiss Piedade (Silva *et. al.* 1987). Estes autores consideram a migmatização e intrusões magmáticas como associadas à deformação polifásica e sugerem o truncamento da foliação principal (NNE-SSW a NW-SE) por um sistema de falhas subverticais com orientação N60°E (Lineamento Ipanema-Nova Venécia).

No âmbito do PLGB - Projeto de Levantamento Geológico do Brasil, desenvolvido pela CPRM - Serviço Geológico do Brasil em escala 1:100.000 (Tuller 1993), são individualizadas na região do Baixo Vale do Rio Doce as seguintes unidades (de leste para oeste): 1) Granito Colatina; 2) Complexo Paraíba do Sul (gnaisses aluminosos com kinzigitos associados); 3) Suíte Aimorés (hiperstênio-granito porfírtico, microclina-granito porfírtico e quartzo diorito), representada na área pelo Maciço Intrusivo Itapina e 4) Granulito tipo Mascarenhas (gnaisses enderbíticos, granodioritos e tonalitos).

Neste trecho, Tuller (1993) reconhece três domínios estruturais. O primeiro domínio (domínio I) é caracterizado por estruturas dúcteis de baixo e alto ângulo, associadas a amplos sinformais e antiformais com eixos orientados NE-NNE. São descritos estruturas com giro dextral associadas às estruturas de alto ângulo. O metamorfismo atingiu condições de grau alto.

O segundo domínio (domínio IXa, do mesmo autor) corresponde ao setor central da seção levantada e caracteriza-se pela presença de uma foliação de alto ângulo associada a extensos lineamentos de movimentação dextral, com os esforços compressivos orientados W-WNW.

O terceiro domínio (domínio IXb), semelhante ao domínio IXa, corresponde ao setor extremo W da seção estudada, e caracteriza-se pela presença de estruturas (foliações e lineações) com orientação NW-SE, resultantes da inflexão das estruturas regionais.

Tuller (1993) ainda distingue cinco fases de deformação: 1) a primeira fase, em condições metamórfica de fácies anfibolito alto, é caracterizada por cisalhamento tangencial de baixo ângulo com transporte E-W e foi associada a uma granitogênese representada por ortognaisses tonalíticos; 2) a segunda fase, com esforço compressivo de NW para SE, gerou regionalmente dobras abertas e fechadas com orientações N-S a NNE-SSW e superfícies axiais verticais, com estruturas de alto ângulo associadas; 3) a terceira fase corresponde a dobras abertas a suaves (centimétricas a métricas) com eixos orientados E-W; 4) a quarta fase é descrita como de natureza extensional e gerou estruturas rúpteis (falhas), preenchidas por rochas básicas.

Vieira (1993) descreve cinco fases de deformação na região do Baixo Guandu, sendo as duas primeiras caracterizadas como de natureza tangencial e as três últimas são relacionadas às grandes falhas transcorrentes regionais, como o Lineamento de Guaçuí.

Nalini (1998), com base em estudos geológicos realizados na região de Galiléia e em uma seção geológica pelo Vale do Rio Doce até Colatina, passando por Aimorés e Baixo Guandu (MG/ES), divide a região em três domínios estruturais: 1) Domínio Oeste, entre Tarumirim e a borda leste do Batólito Galiléia, que engloba os Complexos Juiz de Fora, Pocrane e Piedade; 2) Domínio Central, entre a borda leste do Batólito Galiléia e Resplendor, que engloba as suítes Galiléia e Urucum, Formação São Tomé (xistos) e Grupo Crenaque (quartzitos), e 3) Domínio Leste, entre Resplendor (MG) e Colatina (ES), que engloba os Complexos Paraíba do Sul e Pocrane, e as suítes Intrusivas Medina, Montanha e Aimorés.

O Domínio Oeste é caracterizado por uma foliação gnáissica (Sn) plano-axial a dobras apertadas e isoclinais com orientação N20°W a N20°E, mergulhos de 10 e 40° para NE e SE e vergência para W. Esta foliação Sn contém uma lineação de estiramento mineral com orientações médias 90°/20° e 150°/30°. São descritos pares de foliações S-C com movimentos inversos (W e NW) e sinistrais oblíquos, superpostos por zonas de cisalhamento normais associadas a estruturas S-C, *tensions gashes* e veios de quartzo com dobras em Z orientadas N20°E/30°.

O Domínio Central é caracterizado por zonas de cisalhamento dúcteis de alto ângulo N-S e N35°W, paralelas à foliação regional. São estruturas com importante componente

transcorrente, que teriam reativado estruturas mais antigas no Brasiliano, e seriam responsáveis pela colocação dos granitóides da Suíte Urucum (Nalini 1997).

O Domínio Leste é caracterizado por uma foliação subvertical, com mergulhos fortes para leste, entre Baixo Guandu e Colatina, e subhorizontais na região de Aimorés, neste trecho influenciado provavelmente pela intrusão do Maciço Aimorés. Esta foliação é plano-axial a dobras apertadas a isoclinais, com eixos paralelos a uma lineação de estiramento mineral orientada 10-30°/10-30°. O Maciço Aimorés apresenta foliação média N10°W/60°NE, com estruturas assimétricas (enclaves básicos) indicando transcorrências dextrais. Este domínio foi fortemente afetado pela geometria e cinemática sinistral da Zona de Cisalhamento de Vitória. São descritas estruturas anteriores (dobras, lineações e pares S-C de foliações) associadas a movimentos dextrais normais e, localmente, sinistrais reversos, que sugerem a existência de uma cinemática superposta neste domínio (Nalini *et. al.* 1998).

III. 2 Análise Estrutural

A análise estrutural apresentada neste trabalho baseia-se na caracterização geométrica e cinemática realizada ao longo de uma seção geológica-estrutural no Baixo Vale do Rio Doce, entre as cidades de Baixo Guandu e Colatina. Os dados estruturais obtidos (planares e lineares) são tratados em diagramas de projeção polar do tipo Schmidt-Lambert (hemisfério inferior), utilizando-se para isto o programa *StereoNett* (*Shareware*).

A análise das estruturas em escala de afloramento está baseada na sua caracterização geométrica e morfológica, segundo os procedimentos descritos em Hobbs *et. al.* (1976). A hierarquização e agrupamento das estruturas em grupos de estilos seguem a proposição destes mesmos autores.

A análise geométrica das estruturas levantadas em campo é conduzida conforme proposta metodológica de Turner e Weiss (1968), que consiste na definição de domínios homogêneos de orientação de um determinado elemento estrutural (planar ou linear).

A determinação do sentido de rotação do componente do fluxo deformacional baseia-se na análise do giro de estruturas assimétricas no plano de máxima vorticidade de fluxo, que corresponde ao plano XZ do elipsóide de deformação finita. Para isto, são utilizados indicadores cinemáticos como tramas S-C-C' de foliações, porfiroclastos estirados e rotacionados e orientação preferencial de minerais. As observações são efetuadas em escalas meso e microscópicas, de acordo com critérios estabelecidos na literatura (Berthé *et. al.* 1979,

Simpson e Schmid 1983, Lister e Snoke 1984, Choukroune *et. al.* 1987, Hanmer e Passchier, 1990, Passchier e Trouw 1996).

As restituições, com os desenhos das estruturas indicadoras do sentido de movimento, são obtidas a partir da restituição de fotos e *slides* de afloramentos. As imagens de seções delgadas são obtidas a partir de amostras orientadas, com cortes paralelos ao plano XZ do elipsóide de deformação.

A seção divide-se em quatro domínios estruturais (I, II, III e IV), a seguir, descritos de oeste para leste (Figura 06). Esta divisão em domínios fundamenta-se na geometria da foliação e da lineação, de acordo com o proposto por Turner e Weiss (1963).

III.2.1 Domínio estrutural I

Este domínio estende-se desde Baixo Guandu (divisa de Minas Gerais com Espírito Santo) até as proximidades de Itapina (ES) e subdivide-se em domínios estruturais IA e IB (Figura 06). O domínio IA corresponde ao trecho entre Baixo Guandu e as imediações da localidade de Mascarenhas e o domínio IB, entre Mascarenhas e Itapina.

O Domínio estrutural IA engloba uma associação de granulitos intermediários a básicos com gnaisses e granitóides subordinados. Os granulitos são homogêneos na escala de afloramento e exibem um bandamento fino caracterizado por uma trama planar com alternância de leitos descontínuos e lenticularizados, milimétricos a centimétricos, ricos em biotita, anfibólio, piroxênio, e leitos ricos em plagioclásio, quartzo e quantidades menores de granada. Os gnaisses apresentam também um bandamento fino, com aspecto listrado e trama planar, centimétrico a milimétrico, ricos em plagioclásio, quartzo ou biotita, e anfibólio em menor quantidade.

Este domínio é caracterizado por uma foliação gnáissica ou milonítica com orientação variável entre N10-70°W e mergulhos entre 30° e 60° para NE (máximo: N48°W/30°NE) (Figura 7A). Estes mergulhos são altos no trecho oeste do domínio e passam para mergulhos intermediários na sua parte central a progressivamente mais suaves para leste.

Esta foliação contém uma lineação de estiramento e mineral bem marcada nos afloramentos. Caracteriza-se pela orientação preferencial de grãos de quartzo estirados ou agregados quartzo-feldspáticos com biotita, resultando localmente em tectonitos L com formação de estruturas colunares (tipo *mullions*) de diâmetro métrico. Em projeção estereográfica, esta lineação mostra ampla variação no quadrante NE e define dois máximos:

Figura 06 - Perfil geológico-estrutural do Baixo Rio Doce, ES. Os domínios estruturais estão delimitados (DI-DIV), com respectivos estereogramas (ver Figura 07). **Legenda:** 1- sillimanita granada granulitos; 2- Granito Colatina (tipo S); 3- Suíte Aimorês (tipo I); 4- foliação de alto grau; 5- foliação magmática; 6- lineação de grãos e de agregados; 7- zonas de cisalhamento; 8- indicadores cinemáticos (ver Figura 8); S- foliação; Sm- foliação magmática; L- lineação.

Figura 07 - Estereogramas projetados em diagrama Shimidt-Lambert, hemisfério inferior. S- foliação; L- lineação; Sm- foliação magnética; DI-DIV- domínios estruturais

um principal ($60^{\circ}/48^{\circ}$) e outro secundário ($90^{\circ}/48^{\circ}$) (Fig. 7F). A disposição da lineação segundo círculo máximo sugere o giro da mesma no plano da foliação principal.

Em cortes de estrada da BR-459, nas proximidades da cidade de Baixo Guandu, ocorrem leucogranitos com geometria lenticularizada e sigmoidal injetados paralelamente às superfícies C' do bandamento composicional, mostrando uma simetria compatível com uma tectônica extensional com movimentação de topo para ENE (Figura 8A e Restituição A). Em escala microscópica, esta relação é confirmada pelo desenvolvimento de tramas S-C-C' de foliações definidas pelo alinhamento de cristais de biotita, grãos estirados de quartzo, ortopiroxênio e feldspato.

Em outros afloramentos do mesmo domínio são encontradas rochas granulíticas com pares de foliações S-C-C' indicativos de uma tectônica compressiva com movimentação de topo para SSW (Figura 8B e Restituição B). Observa-se que a lineação associada à foliação C apresenta orientação ligeiramente diferente daquela observada nas estruturas extensionais (Figuras 8A e 8B).

O Domínio estrutural IB é caracterizado pela presença de um expressivo corpo de charnockito. Trata-se de rocha porfírica homogênea, de granulação grossa, cinza esverdeada, com foliação de fluxo magmático marcada pelo arranjo de megacristais centimétricos de plagioclásio (até 6,0 cm) e cristais de biotita alinhados no plano de foliação. Os megacristais de plagioclásio são euédricos, quadráticos e retangulares, raramente elípticos, e perfazem de 5% a 70% em volume da rocha. Estes megacristais 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.

Neste domínio, a foliação magmática apresenta em estereograma maior dispersão e os mergulhos são mais acentuados do que o domínio anterior (Figura 7B). Nota-se também a existência de um máximo principal ($N54^{\circ}W/30^{\circ}NE$) e dois máximos secundários muito próximos: um orientado $N5^{\circ}E/80^{\circ}SE$ e outro $N25^{\circ}E/60^{\circ}SE$. O máximo principal observado é muito semelhante ao da foliação gnáissica (ou milonítica) do domínio anterior. Esta relação geométrica entre as duas foliações sugere o controle exercido pelas estruturas anteriores durante a colocação do corpo charnockítico. Outra interpretação possível é que o campo de tensões atuante durante a geração da foliação metamórfica dos granulitos tenha sido idêntico ao que controlou a colocação do charnockito, o que implicaria na manutenção do mesmo quadro de tensores regionais por longo período.

Figura 08 - Indicadores cinemáticos ao longo da seção, com sentido de movimentação indicado. Para explicações, ver texto. Legenda: C, S e C'- planos de foliações, L- Lineação, medidas em Clar.

[C- 50°/45°; L- 45°/40°]

—> N40°V

Restituição A - Veios pegmatíticos e calcio-silicáticos sigmoidais paralelos à foliação C' envolvidos por granulito, compatíveis com movimentação extensional para ENE. O plano de observação é subparalelo ao plano XZ elipsóide de deformação. Corte de estrada da BR-459 próximo a Mascarenhas.

Restituição B - Granitóide tipo I com ortopiroxênio e uma trama SL, realçada por uma foliação marcada por trilhas de biotita e piroxênio no corte XZ do elipsóide de deformação. A lineação no local é dada pela orientação preferencial de agregados de quartzo e biotita. O conjunto de foliações caracteriza uma trama de pares S-C e S-C', ambos compatíveis com uma tectônica compressiva com fluxo para SW. Corte de estrada da BR-459 próximo a Mascarenhas.

A lineação presente neste domínio, de difícil observação, caracteriza-se pelo alinhamento preferencial de cristais de biotita e agregados de quartzo e feldspato. Esta lineação apresenta orientação coincidente com a do Domínio Estrutural IB, sendo tratada em um só estereograma (Figura 7F). Esta correspondência geométrica das lineações é mais compatível com a segunda interpretação postulada para as foliações.

A observação dos indicadores cinemáticos nesse domínio torna-se muito difícil pela presença de uma trama planar mal definida e granulação muito grossa do charnockito. Localmente, nas imediações da ponte sobre o Rio Doce, a existência de estruturas de entelhamento de feldspato "*book shelf*" sugerem fluxo compressivo para SW (Figura 8C e Restituição C).

III.2.2 Domínio estrutural II

Este domínio estende-se entre a cidade de Itapina e as proximidades da localidade de Barra de São João Pequeno, situada a meio caminho de Colatina (Figura 06). O limite deste domínio com o anterior é marcado por uma zona de cisalhamento de alto ângulo com orientação N50°E/70°SE. Esta zona de cisalhamento caracteriza-se pela presença abundante de veios de quartzo e leucogranitos com granada exibindo textura protomilonítica. Observa-se uma lineação caracterizada por grãos e agregados de quartzo estirados, juntamente com biotita e moscovita. Os dados cinemáticos observados (pares de foliações S-C) nesta zona sugerem a presença de uma tectônica sinistral extensional com movimento de topo para NE.

O domínio caracteriza-se pela predominância de gnaisses (sillimanita-granada-biotita gnaisses) com granitos tipo-S associados e granulitos (ortopiroxênio-sillimanita-granada granulitos) subordinados. As paragêneses minerais aqui descritas são compatíveis com condições metamórficas em grau alto de Winkler (1979), tendo atingido localmente condições de fácies granulito, indicado pela presença de ortopiroxênio. A presença de sillimanita e cordierita associada com granada nos gnaisses e granulitos sugere condições de pressões intermediárias a baixas durante o metamorfismo regional (Myashiro 1973, Yardley 1989).

As rochas desse domínio exibem uma trama planar caracterizada por um bandamento gnáissico com leitos milimétricos a centimétricos mais ricos em minerais máficos, principalmente biotita e piroxênio, em alternância com leitos félsicos centimétricos a decamétricos, ricos em quartzo e feldspato. No plano de foliação deste bandamento, observa-se uma lineação muito pronunciada definida pelo estiramento de agregados de quartzo, feldspato e biotita, ou ainda por grãos de sillimanita e grafita fortemente orientados.

[C'- 110°/55°; S- 90°/70°; L- 40°/60°]

—→ N220°/50°NW

Restituição C - Porfiroclastos de feldspato com orientação sugestiva de movimentação lateral direita. O par S-C é definido tanto pela orientação dos porfiroclastos como pela matriz, rica em feldspato, quartzo, biotita e piroxênio. Movimentação compressional de topo para SW. Corte paralelo ao plano XZ do elipsóide de deformação. Corte de estrada da BR-459 próximo ao acesso para Itapina.

Os leucogranitos presentes neste domínio são cinza esbranquiçados, inequigranulares, de granulação média a fina, e ocorrem em corpos subconcordantes nos gnaisses e granulitos, sendo comum à presença de granada, moscovita e biotita (entre 3 a 5 %). Associam ainda corpos pegmatíticos com granada subconcordantes com a foliação principal. Os leucogranitos, encaixados nos granulitos, são corpos descontínuos, lenticularizados, de espessura centimétrica (1 a 5 cm), que se alternam com leitos irregulares cinza escuro, milimétricos a centimétricos (0,3 a 1 cm), ricos em biotita, sillimanita e granada. Esta relação é sugestiva da existência de fusão parcial.

Neste domínio estrutural, a foliação principal apresenta-se com maior dispersão e os mergulhos são mais acentuados do que no domínio I (Figura 7C). Nota-se também no estereograma a existência de três máximos: um principal, com orientação N39°W/42°NE, e dois secundários, N70°E/60°SE e N50°E/70°SE. O máximo principal observado é muito semelhante ao da foliação gnáissica (e milonítica) do domínio IA. A dispersão exibida no estereograma pode ser relacionada, em parte, aos pares de foliações S-C-C' e, em parte, à existência de zonas de cisalhamento de alto ângulo que promoveram a rotação da foliação principal.

A lineação encontrada neste domínio concentra-se no setor NE do diagrama, com orientação média 45°/42° (Figura 7G), e sua relação geométrica com a foliação permite classificá-la como uma lineação desde o tipo direcional até de mergulho (*downdip*). Esta relação mostra que a atitude da lineação varia relativamente pouco, mesmo com uma mudança significativa de orientação da foliação, sugerindo uma certa independência da mesma durante o seu desenvolvimento.

Nas imediações da localidade de Itapina são observadas estruturas sigmoidais em leucogranitos com pares S-C-C' de foliações associados a uma tectônica extensional com topo para NE (Figuras 8D e 8E, Restituições D e E).

III.2.3 Domínio estrutural III

Este domínio estende-se desde a localidade de Barra de São João Pequeno até as proximidades de Colatina, incluindo uma série de exposições ao longo da BR-459, que afloram na margem esquerda (norte) do Rio Doce.

O Domínio Estrutural III caracteriza-se por biotita gnaisses (sillimanita-granada-biotita gnaisses) bandados semelhantes aos do domínio anterior. Granitos tipo-S, ricos em granada e

Restituição D - Associação de sillimanita granada granulito com granito tipo S, formando um arranjo S-C' de foliações. O granito dispõe-se preferencialmente subparalelo aos planos S, estrutura compatível com um componente extensional para NE. Plano XZ do elipsóide de deformação. Corte de estrada da BR-459 próximo ao acesso para Itapina.

[C- 70°/22°; S- 110°/35°; L- 30°/30°]

—→ N40°/V

Restituição E - Leucogranito sigmoidal compatível com movimentação extensional para NE. Plano XZ do elipsóide de deformação. Corte de estrada da BR-459 próximo ao acesso para Itapina.

moscovita, de espessura métrica a decamétrica, ocorrem como corpos concordantes e discordantes do bandamento gnáissico. Para leste, em direção à Colatina, há um aumento significativo da espessura e volume destes corpos, sugerindo a intensificação dos processos relacionados à geração de fusões graníticas durante o metamorfismo regional. Nesta região, são comuns nos afloramentos rochas com feições migmatíticas. Em Colatina ocorre um expressivo corpo de granito leucocrático com foliação de fluxo magmático com orientação próxima de N-S e mergulhos fortes para W.

Neste domínio, a foliação principal apresenta um máximo principal com orientação próxima de E-W e mergulho médio de 30° para norte. Máximos secundários mostram direções NE-SW e NW-SE com mergulhos intermediários (50°) a fortes (65°) para NW e NE, respectivamente (Figura 7D). O padrão de distribuição dos pólos da foliação principal no estereograma sugere a presença de dobras de simetria não cilíndrica.

A lineação caracteriza-se pelo estiramento de agregados quartzo feldspáticos com biotita ou moscovita. Em estereograma, nota-se concentração dos pólos no setor NNE do diagrama, com máximo orientado a 26°/6° (Figura 7H). Nota-se maior variação de amplitude do caimento da lineação do que nos domínios anteriores. Além disso, a sua relação geométrica com a foliação principal varia desde direcional até próxima de *downdip*, com predominância de lineações oblíquas. Em ambos os casos, são variações decorrentes de mudanças (amplas) no mergulho (primeiro caso) e direção (segundo caso) da foliação no domínio.

Próximo do contato com o domínio III, observa-se biotita gnaisses com foliação de baixo ângulo injetados por leucogranitos lenticularizados ricos em granada, cuja assimetria das estruturas indica a existência de uma tectônica extensional com movimento de topo para NNE (Figura 8F e Restituição F). No mesmo local, observa-se ainda estruturas em leucogranitos com assimetria tipo σ muito avançada, mostrando giro horário (Figura 8G e Restituição G).

III.2.4 Domínio estrutural IV

O domínio IV corresponde ao segmento do perfil de Colatina para oeste e encontra-se inteiramente ocupado pelo Granito Colatina. É caracterizado por uma foliação magmática muito pronunciada, definida pela orientação preferencial de quartzo e feldspato com níveis milimétricos a centimétricos de biotita.

O contato leste do Granito Colatina acha-se encoberto por sedimentos Terciários do Grupo Barreiras, enquanto o seu contato oeste é aparentemente tectônico com os gnaisses do

[C- $330^{\circ}/25^{\circ}$; L- $10^{\circ}/15^{\circ}$]

— T — N180°V

Restituição F - Associação de granulito (branco) e granito tipo S (cinza). O desenvolvimento de granitos paralelos à foliação S, bem como a orientação das trilhas de biotita, são compatíveis com um fluxo extensional com topo para NNE. Plano XZ do elipsóide de deformação. Corte de estrada da BR-459 próximo à Colatina.

[C- 340°/25°; L- 20°/05°]

—> N180°/V

Restituição G - Granulito foliado, inequigranular, com formação de granitos leucocráticos (cinza), ricos em granada mm a cm (pintas pretas), com limites concordantes formando bandas, e discordantes formando bolsões em relação à rocha predominante. No centro da figura, esta relação é evidenciada pelo desenvolvimento de uma estrutura tipo delta muito avançada, compatível giro dextral. Há áreas de composição mais máfica com predomínio de uma estrutura granítica (soma). A foliação é definida pelo bandamento composicional, bem como por finos aglomerados de biotita. Plano XZ do elipsóide de deformação. Corte de estrada da BR-459 próximo à Colatina.

domínio anterior. Próximo à Colatina, nota-se maior participação em volume de corpos graníticos, numa proporção entre 60 e 80%, sendo gradativamente menor próximo ao contato com o domínio III, numa proporção entre 20 a 40%.

Neste domínio, predomina um leucogranito inequigranular, de granulação média, com granada e biotita (5%), contendo injeções de granitos brancos e róseos. Ocorrem localmente porções de granulação grossa, porfiríticas, com megacristais (1 a 3 cm) de feldspato potássico rosado, relativamente mais ricas em minerais máficos (10%), contendo granada. São comuns zonas estreitas (decimétricas a métricas) de rochas protomiloníticas, injetadas por pegmatitos e biotita granito rosado.

Neste corpo granítico predomina uma foliação magmática marcada por uma trama planar (tectonito S), acompanhada pelo desenvolvimento de zonas de cisalhamento sin-magmáticas. Observam-se ainda zonas de cisalhamento desenvolvidas ao longo de planos C' preenchidos por leucogranito róseo. Tais zonas promovem a deflexão de pares de foliação S-C anterior (alto ângulo) e relacionam-se a um quadro compressivo, com movimentação de topo para ESE (Figura 8H e Restituição H).

Em escala mesoscópica, a lineação mineral é muito difícil de ser reconhecida. Contudo, a análise microestrutural, realizadas em cortes paralelos aos planos XZ e YZ do elipsóide de deformação finita, mostra a existência de uma lineação mineral definida por agregados de quartzo, feldspato e biotita, com orientação aproximada $275^{\circ}/70^{\circ}$. Esta trama é caracterizada por uma geometria arredondada dos cristais no plano YZ, em contraste com grãos estirados no plano XZ.

III.3 Discussão e Conclusões

Os dados estruturais descritos neste trabalho mostram a existência de uma foliação principal com duas orientações predominantes: uma com direção entre N-S e NW-SE e mergulhos altos a baixos para E e NE, presente em todos os domínios estudados, e outra com direção NE-SW e mergulhos intermediários a altos para SE e NW, encontrada principalmente nos domínios II e III (Figura 7I). Em escala de afloramento, estas duas orientações caracterizam-se por uma trama composta, onde ocorre o desenvolvimento de pares S-C e S-C-C' e/ou planos de baixo ângulo truncados por foliações de ângulo alto, desenvolvidos em condições metamórficas similares.

Restituição H - Granito tipo S com foliação proeminente, paralela à qual desenvolvem-se lentes de granito de composição mais félsica, tanto nos planos S como nos planos C' de foliações. Componente de movimentação compressiva com topo para E. Corte paralelo ao plano XZ do elipsóide de deformação. Pedreira nas redondezas de Colatina.

Granito tipo I com trilhas de biotita denotando bandas de cisalhamento extensionais assimétricas. A lapiseira e a caneta encontram-se paralelas às direções das foliações S e C', respectivamente. Plano de observação horizontal. Movimentação lateral direita associada a um componente direcional dextral na borda do Maciço Charnockítico de Aimorés. Pedreira na BR-459 próxima ao acesso para Baixo Guandu, fora da seção de estudo.

[C- 229°/70°]

—→ N60°/V

Restituição J - Granitóide tipo I denotando uma foliação de fluxo realçada pelo bandamento mm a cm. Observa-se uma zona de cisalhamento (próxima ao martelo) com componente extensional, onde há um preenchimento por material com viscosidade mais alta. Esta estrutura se repete em menor dimensão no Quadrante NE da fotografia. Plano de observação vertical. Componente extensional associado à movimentação vertical na borda do Maciço Charnockítico de Aimorés. Pedreira na BR-459 próxima ao acesso para Baixo Guandu, fora da seção de estudo.

A lineação está associada aos dois *trends* de foliações encontrados na área e aparece nos domínios I, II e III. Nestes domínios, a lineação concentra-se principalmente no setor NE do diagrama e exibe uma orientação média $45^{\circ}/42^{\circ}$ (Figura 7J), indicando uma relação geométrica com a foliação, que varia desde preferencialmente de mergulho (domínios IA e II) e oblíqua (domínio III) até subsidiariamente direcional (domínios II e III). Esta relação mostra a influência de variação da atitude da foliação nas mudanças de caimento e *rake* da lineação (Figuras 7I e 7J). Os domínios que mostram maior variação de mergulho da foliação são justamente aqueles onde a lineação exibe maior amplitude de variação de caimento (domínio III, Figuras 3D e 3H). Por outro lado, o domínio que apresenta maior amplitude na variação de orientação da lineação corresponde ao domínio onde a atitude da foliação exibe maior estabilidade (domínio I, Figuras 7A e 7F). O giro desta lineação no plano de foliação, segundo um círculo máximo com valor angular superior a 90° , pode indicar o desenvolvimento de dobras em bainha no domínio IA (Figuras 7A e 7F).

Os indicadores cinemáticos (pares de foliações S-C e S-C-C', estruturas sigmoidais assimétricas e assimetrias em feldspatos) observados em cortes paralelos ao plano de maior vorticidade do elipsóide de deformação finita (Plano XZ) mostram a existência de dois quadros cinemáticos distintos: um quadro cinemático compressional com movimentação de topo para SW e SSW e outro extensional com movimentos de topo para NE e ENE. Estes dois quadros cinemáticos, observados nos domínios I, II e III do segmento estudado, configuram um contexto tectônico de cinemática superposta, conforme assinala Nalini (1998). Em ambos os casos, o metamorfismo ocorreu sob condições de grau alto ou mesmo em fácies granulito, conforme sugerem as paragêneses sillimanita-granada-biotita nos gnaisses e ortopiroxênio-sillimanita-granada nos granulitos (ver também Tuller 1993 e Vieira *et. al.* 1993). Contudo, não está clara a relação temporal entre estas estruturas.

As texturas e estruturas magmáticas presentes no Granito de Colatina (Granito tipo-S) sugerem tratar-se de um corpo granítico alojado após o metamorfismo regional e ao desenvolvimento das estruturas contracionais e extensionais acima descritas. Contudo, a existência de foliação magmática com orientação próxima ao da foliação metamórfica encontrada em outros domínios da seção (domínios IA e IB, Figuras 7A e 7B) sugere a reativação de estruturas anteriores durante o alojamento do corpo.

O corpo de charnockito dos arredores de Itapina (domínio IB) é muito semelhante textural e composicionalmente aos maciços charnockíticos da região (Aimorés, Lagoa Preta, entre outros), sugerindo correlação temporal entre eles. Estes maciços são considerados como pós-

tectônicos e possuem idades (Pb/Pb) ao redor de 500 Ma (Mello 2000). Considerando esta correlação do magmatismo, as estruturas magmáticas compressionais com movimento de topo para SW descritas no maciço da região de Itapina devem ter, portanto, esta idade. A presença no charnockito de uma foliação de fluxo magmático com orientação semelhante ao da foliação metamórfica caracterizada em domínio adjacente (domínio IA) é sugestivo também da reativação de estruturas mais antigas durante sua colocação. As lineações verticais encontradas em granodioritos e tonalitos junto ao contato sudeste do Maciço Aimorés devem estar relacionadas à sua colocação, devendo, portanto, ter a mesma idade desse maciço.

Em várias regiões da Faixa Araçuaí (sensu Pedrosa Soares *et. al.* 2001), tem sido descrita a existência de uma lineação de estiramento mineral de caimento em geral baixo a moderado ($<30^\circ$) para NE e ESE, com disposição paralela ao eixo de dobras intrafoliais (apertadas e isoclinais) e relação geométrica em geral oblíqua à foliação (ver Siga Jr. 1986, Siga Jr. *et. al.* 1987, Uhlein *et. al.* 1990 e 1998a, Nalini *et. al.* 1998). Esta geometria da lineação em outras porções da faixa é bastante similar ao que foi caracterizado no segmento estudado neste trabalho.

Trabalhos estruturais existentes sobre plútons graníticos sintectônicos (Urucum e Rubin) mostram a existência de lineações minerais (magmáticas e estado sólido) direcionais a levemente oblíquas com orientação entre NNE a NNW (Nalini 1997, Nalini *et. al.* 1998, Uhlein *et. al.* 1998b). A correlação destas lineações com os dados estruturais apresentados neste trabalho sugere a existência de importantes movimentos oblíquos a paralelos ao orógeno Araçuaí durante e após o desenvolvimento da foliação metamórfica regional. Este processo é reforçado pela presença de expressivas zonas de cisalhamento de alto ângulo, caracterizadas no interior da faixa (zona de cisalhamento Conselho Pena-Resplendor, Nalini 1997) contendo granitos tipo-I pré-colisionais (Galiléia) e tipo-S sincolisionais (Urucum), com idades U/Pb de 594 ± 6 Ma e 582 ± 2 Ma, respectivamente (Nalini 1997, Nalini *et. al.* 2000). Tais zonas de cisalhamento devem ter desempenhado importante papel na articulação de movimentos paralelos ao orógeno, de forma similar ao que tem sido descrito em outros segmentos da Faixa Paraíba do Sul no Rio de Janeiro (Dehler 2000, Dehler 2002, Dehler e Machado 2002), bem como em trabalhos internacionais (Avigad e Garfunkel 2001, Chauvet e Séranne 1994, Harz *et. al.* 2001).

Considera-se, como conclusão deste trabalho, a predominância de movimentos oblíquos e paralelos ao domínio interno da Faixa Araçuaí (Setor Oriental, Siga Jr. 1986), em contraste com os movimentos frontais considerados em alguns trabalhos regionais disponíveis na literatura (Uhlhein *et. al.* 1990, Trompette *et. al.* 1992, 1993, Trompette 1994, Vauchez *et. al.*

1992 e 1994, Pedrosa-Soares & Wiedemann 2000, Pedrosa-Soares *et. al.* 2001, Egydio *et. al.* 2002). Além disso, os dados apresentados evidenciam a presença de um quadro cinemático superposto, com ambas as estruturas (compressionais e extensionais) desenvolvidas em regime de deformação dúctil. A movimentação de topo é para SW e SSW, nas estruturas compressionais, e para NE e ENE nas extensionais.

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, pelos recursos disponibilizados, 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.*

Capítulo IV

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

*Submetido à Academia Brasileira de Ciências

Resumo

Este trabalho apresenta os resultados de estudos microestruturais e de eixos-C de quartzo em rochas metamórficas de alto grau ao longo da seção entre Aimorés (MG) e Colatina (ES). São caracterizadas feições como extinção ondulante de minerais, deformação dúctil em geminação de plagioclásio, recristalização de alguns minerais, *ribbons* de quartzo e padrão de deformação tipo “tabuleiro de xadrez” no quartzo, 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 prismáticos [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 e contracional para SW, 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.

Abstract

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 many minerals, bent twins in plagioclase, recrystallization of some minerals, quartz ribbons and chessboard patterns in quartz are consistent with high temperature deformation path (550 - 700°C). The c-axis pattern suggests basal <a> - prism [c] switch and form type-II crossed girdles related to non-coaxial deformation. The kinematic indicators at the microscopic scale indicate 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, quartz c-axis, deformation mechanisms, kinematics, Araçuaí Belt

IV.1 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. São 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 é 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, utiliza-se esta escala de procedimentos e critérios da análise cinemática mesoscópica estabelecidos na literatura (Berthé *et. al.* 1979, Simpson e Schmid 1983, Lister e Snoke 1984, Choukroune *et. al.* 1987, Hanmer e Passchier 1990, Passchier e Trouw 1996). Esta análise baseia-se na descrição de estruturas microscópicas como tramas S-C e S-C-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 estrutural (geométrica e cinemática) discutida por Karniol e Machado (2003, submetido).

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

IV.1.1 Arcabouço tectônico regional

A seção delimitada para este estudo insere-se no prolongamento norte do domínio interno do Cinturão Paraíba do Sul ou *Paraíbides* (Ebert 1962 e 1968, Cordani *et. al.* 1968) ou Cinturão Ribeira (Almeida *et. al.* 1973, Hasui *et. al.* 1975), que, recentemente, vem sendo incorporada na Faixa Araçuaí (Siga Jr. 1986, Ulhein *et. al.* 1990, Trompette *et. al.* 1992,

Trompette 1994, Alkmim & Marshak 1998, Pedrosa-Soares *et. al.* 1992, Pedrosa-Soares & Wiedemann 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, com estruturas NE-SW assumindo direções estruturais ao redor de N-S e NNW-SSE (Figura 02). Mesmo que a mudança estrutural do cinturão configure-se em uma questão pouco discutida na literatura, a presença de estruturas preexistentes no embasamento pode ter controlado a nucleação das estruturas da cobertura.

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

Datações radiométricas de alta definição – U/Pb em zircão (Convencional ou SHRIMP) e Pb/Pb (evaporação) - existentes sobre os granitóides brasileiros da região, apontam idades no intervalo de 600 a 500 Ma (Siga Jr. 1986, Söllner *et. al.* 1987, Bilal *et. al.* 1998, Nalini 1997, Nalini *et. al.* 2000, Noce *et. al.* 2000, Mello 2000).

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

Os primeiros trabalhos de geologia estrutural realizados na região do Vale do rio Doce descrevem a existência de duas fases de deformação: uma fase D₁, responsável localmente pela geração de dobras com eixos subverticais associadas a uma foliação (S₁) de orientação N-S, e uma fase D₂, caracterizada pelo desenvolvimento de clivagem de crenulação (Moura *et. al.* 1978, 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: a primeira fase D₁, caracterizada por dobras isoclinais associadas com uma foliação (S₁) paralela ao acamamento; a segunda fase D₂, responsável pela geração de dobras com eixos

de caimento moderado para leste, associadas a uma lineação mineral de caimento suave para ENE e ESSE, e a terceira fase D_3 , correspondendo àquela que trunca as fases anteriores, com orientação axial WNW-ESSE e caimento médio de 38° para ESE (Siga Jr. 1986).

Em uma seção transversal à Faixa Araçuaí, passando por Diamantina (MG), Araçuaí e Itaobim (ES), Uhlein *et. al.* (1990) consideram a deformação em três fases principais: a primeira fase D_{p-1} , caracterizada por cisalhamento simples subhorizontal em estágio inicial, responsável por uma xistosidade S_{p-1} presente em microlitons da foliação S_p ; uma segunda fase, principal, D_p , relacionada a um cisalhamento simples subhorizontal que gerou a foliação S_p subhorizontal e lineação de estiramento (minerais metamórficos, seixos e boudins) para E, e uma terceira fase D_{p+1} , onde desenvolveram-se dobras abertas assimétricas com clivagem de crenulação ou de fratura S_{p+1} , com orientações variando entre N-S/ 75° E e N10°W-N20°E/40 a 70° para SW ou NW.

Em seção geológica realizada ao longo do Vale do Rio Doce, entre as cidades de Tarumirim (MG) e Colatina (ES), Nalini (1997) divide a região em três domínios estruturais: 1) Domínio Oeste, entre Tarumirim e a leste de Galiléia, 2) Domínio Central, a leste de Galiléia e Resplendor, e 3) Domínio Leste, entre Resplendor e Colatina. Este último domínio, que engloba o segmento aqui estudado (entre Baixo Guandu e Colatina), caracteriza-se pela presença de uma foliação subvertical com mergulhos fortes para leste, associada com dobras apertadas a isoclinais paralelas a uma lineação de estiramento mineral de caimento suave (10 a 30°) para N10-30°E (Nalini 1997). Neste domínio, afetado fortemente pela Zona de Cisalhamento sinistral de Vitória, são descritas estruturas anteriores (dobras, lineações e pares S-C de foliações) associadas com movimentos dextrais normais superpostos localmente por movimentos sinistrais reversos, configurando um quadro estrutural de cinemática superposta (Nalini 1997).

A seção estudada insere-se em uma região objeto dos 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 Guandu), realizados pela CPRM-Serviço Geológico do Brasil (Fontes *et. al.* 1978, Tuller 1993, Vieira *et. al.* 1993) e, em escala 1: 1000.000 (Folha Rio Doce, SE-24), executado pelo Projeto Radambrasil (Silva *et. al.* 1987).

No trecho estudado, Tuller (1993) reconhece três domínios estruturais: um primeiro domínio (domínio IXb, correspondente à porção oeste da seção estudada) caracteriza-se por estruturas (foliações e lineações) com orientação NW-SE, que infletem as estruturas regionais; o segundo domínio (domínio IXa, correspondente a parte central da seção estudada)

caracteriza-se pela presença de uma foliação de alto ângulo associada a extensos lineamentos com movimentação dextral, cujos esforços compressivos orientam-se de W-WNW para E-SE, e o terceiro domínio (domínio I, correspondente à parte leste da seção estudada) compreende o setor com predomínio das dobras, caracterizado pela presença de amplas estruturas sinformais e antiformais com orientação axial NE-NNE (Tuller 1993).

IV.1.2 Estrutura e petrografia

A Figura 09 mostra a seção geológica-estrutural levantada 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.

Estruturalmente, o segmento estudado configura-se em uma grande estrutura com geometria em leque ou de uma estrutura-em-flor positiva, que exibe uma orientação axial próxima de NNW. A aba SW da estrutura apresenta mergulhos fortes a moderados para NE, enquanto 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 um corpo de charnockito (Figura 09).

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

Os gnaisses e granulitos com granitóides subordinados ocupam grande parte da aba SW da estrutura estudada (Figura 09). 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 menores quantidades em granada. Os gnaisses, de composição intermediária, apresentam também um bandamento fino, com aspecto listrado e trama planar, de espessura centimétrica a milimétrica, sendo ricos em plagioclásio, quartzo, biotita, em menores quantidades em anfibólio.

No trecho entre Itapina e imediações de Colatina predominam gnaisses aluminosos e granulitos bandados com injeções concordantes e discordantes de leucogranitos, de forma tabular e em bolsões, que se tornam progressivamente mais volumosas para leste, fazendo supor uma relação genética com o Granito de Colatina.

Figura 09 - 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 11, 12, 13 e 14); S- foliação; L- lineação.

Estas rochas exibem uma trama planar caracterizada por um bandamento gnáissico com leitos (cm e mm) mais ricos em minerais máficos, principalmente biotita e piroxênio, em alternância com leitos félsicos (cm e dcm) 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 por sillimanita e grafita.

Petrograficamente, estas rochas correspondem à sillimanita-granada-biotita gnaisses associados com ortopiroxênio-sillimanita-granada granulitos. As paragêneses minerais, descritas neste trabalho, são compatíveis com condições metamórficas em grau alto (Winkler 1979), atingindo localmente condições de fácies granulito, conforme indicado pela presença de ortopiroxênio. A presença de sillimanita associada com granada nos gnaisses e granulitos sugere condições de pressões intermediárias durante o metamorfismo regional (Myashiro 1973, Yardley 1989).

Em escala mesocópica, estas rochas caracterizam-se por uma foliação metamórfica bem definida associada com uma lineação de estiramento mineral muito pronunciada, exibindo caimento fraco a moderado para NNE e NE (Karniol e Machado 2003).

Os leucogranitos, cinza esbranquiçados, inequigranulares, de granulação média a fina, ocorrem em corpos subconcordantes, sendo comum a presença de granada, moscovita e biotita, podendo conter também sillimanita. Associam-se ainda corpos de pegmatitos subconcordantes com a foliação principal que podem conter granada.

O corpo de charnockito dos arredores de Itapina é muito semelhante textural, composicional e estruturalmente aos charnockitos encontrados na região (e.g. Maciço Aimorés, Lagoa Preta, Tirapina etc.). Este corpo mostra relações de contato discordantes das rochas encaixantes (гнаisses e granulitos) e exibe uma foliação de fluxo magmático com orientação muito próxima das mesmas, porém com mergulhos mais acentuados (Figura 09). Trata-se de uma rocha porfirítica, homogênea, de granulação quase sempre grossa, cinza esverdeada, com foliação de fluxo magmático marcada pelo arranjo de cristais euédricos centimétricos de feldspatos (até 6,0 cm) ao lado de cristais de biotita, alinhados no plano de foliação. Estes feldspatos são envolvidos por uma matriz inequigranular média à 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 de Colatina ocupa a aba NE da estrutura em leque discutida neste trabalho. Corresponde a 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.

IV.2 Microestruturas

As microestruturas são descritas a partir da observação de um conjunto de lâminas delgadas em microscópio petrográfico, sintetizadas abaixo e ilustradas através das fotomicrografias digitalizadas e agrupadas em pranchas.

IV.2.1 Quartzo

O quartzo ocorre em agregados de grãos recristalizados (0,1 a 0,3mm) ou como porfiroclastos (1 a 8mm) imersos na matriz (0,5mm). Nas amostras estudadas corresponde a um dos minerais mais susceptíveis à deformação plástica, com mecanismos de deformação evidenciados pela presença de estruturas intra e intercristalina.

Observam-se evidências de migração de borda de grãos através de contatos lobados e embaiados (Figura 11F). Os porfiroclastos apresentam extinção ondulante, deformação lamelar (Figura 11E) e padrão de extinção tipo “tabuleiro de xadrez” (*chessboard pattern*, Kruhl 1996). Esta feição, marcada pela presença de subgrãos com contatos retilíneos e disposição de eixos C ortogonais (Figuras 11A, 11B), aponta para a existência de deformação em condições de temperaturas elevadas (Avé-Lallement & Carter 1971, Kruhl 1996).

A recristalização é um dos principais mecanismos atuantes durante a deformação, sendo caracterizada pela migração de bordas de grãos e rotação de subgrãos. A migração de bordas de grãos reflete-se na presença de contatos lobados ou embaiados (*lobate/embayed*, Spry 1979) e de feições tipo *bulgings* (Figura 11F), denotando que a recristalização é favorecida nos limites de grãos. Registram-se ainda relíctos irregulares nas extremidades dos grãos, representativos de estruturas em *bulgings* não inteiramente assimiladas pelo grão recristalizado.

Os porfiroclastos de quartzo apresentam agregados de grãos recristalizados às suas bordas, formando estruturas tipo núcleo-manto (*core-and-mantle structure*, White 1976). Esta textura é heterogênea e pode formar um padrão em mosaico reticular cruzado (*reticular matrix mosaics*) (Fig. 3D). De acordo com Hanmer (2000), este tipo de feição implica a ativação de sistemas de deslizamentos nos limites de grãos associada com rotação dos mesmos durante o processo de recristalização. Considera-se esta feição relacionada à deformação ocorrida em

Figura 11 - Prancha 01 - Microestruturas em quartzo. Para explicações, ver texto. Para localização, ver Figura 09.

condições de alto grau metamórfico (Lister & Snoke 1984, Lister & Dornsiepen 1982, Hanmer 2000).

Ocorrem mirmequitas no contato do feldspato alcalino e plagioclásio, desenvolvendo-se grãos de quartzo filamentosos que invadem o plagioclásio (Figura 11C). A mirmequita ocorre tanto ao longo da geminação polissintética do plagioclásio quanto nos seus planos de fraturas. Nota-se ainda um afinamento dos cristais de mirmequita próximo ao contato com o feldspato alcalino, sugerindo a presença de uma borda albítica (Hippertt & Valarelli 1998). A presença da mirmequita não se restringe aos granulitos, ocorre também nos gnaisses. Atualmente há um certo consenso entre os pesquisadores sobre o desenvolvimento de mirmequita 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, embora estejam presentes também como grãos estirados na matriz (Figuras 11G e 11H). Alguns *ribbons* desenvolvem subgrãos em contatos ortogonais à direção de extensão (Figura 11H). 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 como posterior à fase de coalescência e aos processos de recristalização por migração de bordas de grãos (Hippertt *et. al.* 2001).

IV.2.2 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, como extinção ondulante, geminações curvadas e pontiagudas e lamelas de deformação. Estas feições estão presentes principalmente nos granulitos, podendo ocorrer também nos charnockitos e granitos.

Feições de geminações curvadas e deformadas em plagioclásio são associadas principalmente à deformação intracristalina (Spry 1979, White 1975, Hanmer 1982, Debat *et. al.* 1978, Jenses & Starkey 1985, White & Mawer 1986, Tullis & Yund 1987, Pryer 1993).

Na seção estudada, estas feições são comuns e foram registradas nos diferentes tipos de rochas examinadas. Ocorrem geminações pontiagudas com terminações voltadas para o interior do grão, sugerindo maior participação da deformação ao longo da borda do mesmo (Figura 12C). Observa-se também deflexão da geminação no truncamento do limite de subgrãos (Figura 12E), bem como superposição com sentido ortogonal (Figura 12G). A

Figura 12 - Prancha 02 - Microestruturas em plagioclásio. Para explicações, ver texto. Para localização, ver Figura 09.

geminção mais antiga (N-S da imagem) exibe terminação pontiaguda e é cortada pela geminação mais nova (WSW-ENE), promovendo sua deflexão.

A presença de contatos poligonizados entre grãos de plagioclásio é sugestiva de recristalização dinâmica (cantos NW e E da Figura 12D). Nota-se também a formação de subgrãos de plagioclásio com direção ortogonal a geminação. Alguns porfiroclastos de plagioclásio exibem extinção ondulante de forma análoga ao que foi observado no feldspato alcalino (Figura 12H).

A recristalização do plagioclásio é uma feição muito comum nas amostras estudadas. A Figura 12A mostra um plagioclásio geminado interrompido pela formação de subgrãos. Nota-se uma rotação horária em relação ao mineral deformado, evidenciando a presença de regime de deformação não-coaxial durante o processo de formação de subgrãos. Evidencia-se também a participação de mecanismo de recristalização associado à migração de borda de grãos, onde se observa claramente a interrupção da geminação do cristal original (Figura 12B).

Nota-se, em algumas lâminas ou domínios delas, que o processo de recristalização dinâmica foi suficientemente intenso para gerar textura granoblástica com poligonização generalizada dos grãos de plagioclásio e quartzo. A principal diferença entre este tipo de plagioclásio e o plagioclásio como porfiroclasto é a ausência de deformação nas geminações e extinção ondulante (Figura 12F).

IV.2.3 Granada

As feições de deformação observadas em cristais de granada são de amostras de granulitos de afloramentos situados entre Itapina e Colatina. Nestas amostras, os cristais de granada ocorrem como porfiroclastos (0,2-1mm), estirados e retangulares, com razão axial de 10:1 ou superior (Figura 13B). O comportamento rúptil da granada é sugerido pelo deslizamento ao longo de fraturas dos porfiroclastos (Figura 13D). Na parte central da imagem, nota-se um cristal original de granada deslocado e dividido em duas partes. Este processo apresenta-se em fase incipiente no canto E da imagem e em fase mais avançada no setor W da mesma.

Nota-se também porfiroclastos de granada estirados com limites preservados da deformação rúptil e limites afetados pela mesma (Figura 13E). Ocorrem ainda porfiroclastos de granada estirados e separados por descontinuidade rúptil (Figura 13G). Estes porfiroclastos contêm inclusões de sillimanita com disposição subparalelas.

Figura 13 - Prancha 03 - Microestruturas em sillimanita, piroxênio, granada e cordierita. Para explicações, ver texto. Para localização, ver Figura 09.

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 & Martingole 1994). Contudo, são comuns cristais de granada com comportamento rúptil em condições metamórfica da fácies granulito (Hanmer 2000).

IV.2.4 Piroxênio

O piroxênio (clino e orto) apresenta comportamento diferente nos granulitos e charnockitos. Ocorre como porfiroclastos (0,5-1mm) dispersos na matriz, exibindo muitas vezes formas filamentosas, sem feições evidentes de deformação. Nos granulitos são comuns cristais de clinopiroxênio segmentados com estrutura tipo *pinch-and-swell* (Figura 13A). Estes minerais apresentam-se recristalizados e exibem cristais (0,05 a 0,1 mm) com junções tríplices e inclusões de granada, quartzo e biotita (Figura 13C). Estruturas semelhantes têm sido descritas em zonas de cisalhamento em condições de fácies granulito (Zona Milonítica de Striding-Atabaska) (Hanmer 2000).

IV.2.5 Sillimanita

Em geral, a sillimanita ocorre associada com a biotita. Apresenta forma lenticular e dispõe-se nos planos de foliação de gnaisses e granulitos. São comuns cristais deformados em contatos curvos com porfiroclastos de quartzo ou feldspato (Figuras 13E e 13F). Ocorre como inclusão em forma sigmoidal em porfiroclastos de granadas (Figura 13D) ou pode desenvolver-se em zonas de sombra de pressão desta última (Figura 13E).

A origem sintectônica 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*) (Figura 13D).

IV.2.6 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 (Figura 13H). Apresenta sinal ótico uniaxial negativo, geminação pontiaguda e alteração para penita de cor amarelada.

IV.3 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 petrográfica 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* (*shareware*).

Todas as lâminas analisadas são provenientes de amostras orientadas em campo e sua localização na seção estudada encontra-se na Figura 09. As medidas de eixos-C de quartzo são efetuadas conforme os procedimentos descritos em Hanmer e Paschier (1996) e estão apresentadas na Figura 10. Os dados de análise de petrotrama apresentados são semelhantes aos resultados de análise cinemática em escala mesoscópica obtidos pelos autores (Karniol e Machado 2003).

Nos estereogramas 10A, 10B, 10H (Figura 10) 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 & Price 1978, Lister & Williams 1979), compatível com fluxo compressional para SW.

A concentração de eixos-C de quartzo na parte central dos diagrama 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 & Dornsiepen 1982, Blumenfeld *et al.* 1986). A transição do quartzo de baixa temperatura para o de alta 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 basal 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 10C apresenta um padrão simétrico com os máximos de concentrações

Figura 10 - Padrões de Eixos-C de quartzo. Projeção em diagrama Schmidt-Lambert, hemisfério inferior, com número de eixos medidos. A localização das amostras encontra-se na Figura 09. Interpretação cinemática indicada.

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 10D mostra dois máximos principais alinhados na direção SW-NE e dispostos junto à borda do diagrama. Notam-se também dois outros máximos ligeiramente assimétricos nos quadrantes NW e SE 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 lateral direito no diagrama, compressivo e com movimentação de topo para SW.

O diagrama 1E 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 II, o que é compatível com deslocamento dextral associado a fluxo extensional para NE.

O diagrama 10F apresenta grande dispersão dos eixos-C de quartzo no diagrama, 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 é compatível com uma tectônica extensional com movimentação de topo para NE.

O diagrama 10G mostra um padrão de difícil caracterização, com máximos horizontais distribuídos em todos os quadrantes do diagrama, três máximos inclinados ao redor da sua parte central e um máximo secundário paralelo ao eixo X do elipsóide de deformação finita.

IV.4 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. Conforme salientado anteriormente, utiliza-se, neste trabalho, os mesmos critérios de análise de giro de estruturas utilizados na análise cinemática em escala mesoscópica.

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 extensional para NE e contracional para SW (Karniol e Machado 2003).

Embora poucos, os indicadores cinemáticos em escala microscópica são registrados nas lâminas delgadas como estruturas assimétricas - tramas de foliações compostas S-C-C', alinhamento de minerais, porfiroclastos estirados, associados invariavelmente a um regime de 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-C' (Figura 14A). 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 dimensão na maior) definindo o plano S de foliação. Este nível corresponde ao plano C' e limita domínios com predomínio de grãos de quartzo e feldspato (0,3-0,5mm) xenomórficos em contatos lobados (SE e NW da seção delgada) e textura granoblástica. O plano C é reconhecido na parte inferior da figura. Este arranjo é compatível com um fluxo de massa extensional para ENE.

Próximo ao afloramento anterior (Figura 09), em lâmina delgada, agregados de quartzo e biotita apresentam geometria em pares S-C de foliações comparável, em termos de movimentação e regime tectônico (extensional), ao que foi descrito na figura anterior (Figura 14B).

Em amostra de afloramento situado a leste de Itapina, próximo à zona de cisalhamento, observa-se porfiroclasto de piroxênio estirado com eixo maior oblíquo ao plano C da foliação (Fig. 3C). A presença de contatos lobados e *bulgins* de quartzo sugere recristalização na borda dos grãos. Esta orientação é paralela a cristais de biotita e piroxênio lenticularizados (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 (em S) sugestiva de fluxo compressivo com movimentação de topo para SW (Figura 14D).

Próximo à zona de cisalhamento referida acima, a foliação da rocha é definida por níveis com *ribbons* de quartzo (0,1-0,2mm) e agregados em feixes de sillimanita (Figura 14E).

Figura 14 - Prancha 04 - Microestruturas com sentido de movimentação indicado. Para explicações, ver texto. Para localização, ver Figura 09.

Estes níveis contornam porfiroclastos estirados de quartzo e feldspato (tipo σ), com assimetria sugestiva de movimentação topo para NE, associada a um regime extensional.

Em uma amostra de gnaiss, 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 compressivo para SW (Figura 14F). Este mesmo sentido de fluxo também é sugerido a partir de outras amostras, analisando sempre o mesmo corte do elipsóide de deformação (Figura 14G).

IV.5 Discussão

Os dados microestruturais apresentados (*ribbons* de quartzo e migração da deformação em bordas de grãos do mesmo, padrão 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 (Tullis 1983, Hirth & Tullis 1992, Lister & Dornsiepen 1982).

Os resultados obtidos a partir da análise de eixos-C de quartzo mostram a predominância de padrões em guirlanda cruzada assimétrica do tipo II (Lister & Price 1978, Lister & Dornsiepen 1982), com eixos principais levemente rotacionados para NE e NW. As restrições quanto à interpretação cinemática destes diagramas relacionam-se à presença de estruturas S-C-C' de foliações, onde os domínios C indicariam o sentido real do cisalhamento e os domínios S marcariam a tectônica inversa (Krohe 1990). Outro aspecto a ser considerado neste tipo de interpretação, refere-se às incertezas relacionadas aos esqueletos nos diagramas tipo Schmidt-Lambert (Passchier & Trouw 1996).

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 piroxênio 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 origem sintectônica da sillimanita (fibrolita) é sugerida pelo seu estiramento e disposição em agregados ao redor de porfiroclastos de quartzo e feldspato (Figura 14E), bem como pela geometria pisciforme (Figura 13D) e associação com biotita nas tramas S-C e S-C-C' (Figura 14F).

A formação de cordierita é indicativa de um regime metamórfico de baixa pressão associado a um determinado estágio de evolução tectônica, o qual pode corresponder ao estágio de exumação das rochas de alto grau na região.

O reconhecimento de rochas ígneas com estrutura magmática bem preservada (foliação de fluxo magmático, cristais eudrais alinhados) sugere colocação das mesmas após o evento principal de deformação e metamorfismo regional, conforme pode ser observado nas texturas preservadas no corpo charnockítico aflorante nas imediações de Itapina, considerado como pertencente à suíte Charnockítica Aimorés (Karniol e Machado 2003).

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

A concentração de eixos-C de quartzo ao longo do eixo X do elipsóide de deformação finita é consistente com a ativação de planos primários [c] para acomodar a deformação, o que é característico de deformação sob condições de altas temperaturas (Lister 1981, Lister & Dornsiepen 1982, Blumenfeld *et. al.* 1986). Nestas mesmas condições, foram também desenvolvidas estruturas tipo “tabuleiro de xadrez” (Figuras 11A e 11B) e padrão reticular cruzado (Figura 11D), igualmente compatíveis com deslizamento de planos basal <a> e prismáticos [c] em cristais de quartzo (Avé-Lallement & Carter 1971, Kruhl 1996).

As microestruturas e eixos-C de quartzo de amostras do setor W da seção estudada são consistentes com a existência de fluxo em sentidos opostos, com movimento extensional de topo para NE, e contracional de topo para SW, quadro este coerente com os indicadores cinemáticos discutidos em escala mesoscópica (Karniol e Machado 2003). Na porção leste da seção predominam indicadores cinemáticos associados a um regime extensional de topo para NE, aspecto consistente com indicadores mesoscópicos (Karniol e Machado 2003). Esta relação configura um contexto estrutural de superposição cinemática, aspecto este já salientado anteriormente (Nalini 1997).

IV.6 Conclusões

Os dados microestruturais e de eixos-C de quartzo das amostras analisadas sugerem a predominância de mecanismos de deformação associados a condições metamórficas de alto grau, atingindo, em vários locais, condições de fácies granulito, tal como indica a paragênese granada-sillimanita-clinopiroxênio-ortopiroxênio.

Estas condições metamórficas são consistentes com deformação intracristalina, geminações curvas e pontiagudas em cristais de plagioclásio, envolvendo participação de fase fluída em condições de temperatura superior a 500°C (Spry 1979, White 1975, Hanmer 1982, Debat *et. al.* 1978, Tullis 1983, Jenses & Starkey 1985, White & Mawer 1986, Tullis & Yund 1987, Pryer 1993). Somam-se a isto a presença de deformação do quartzo em *ribbons*, padrão de deformação tipo tabuleiro de xadrez no quartzo, recristalização de minerais, deformação das geminações de plagioclásio e recristalização de minerais (Voll 1976, Vernon *et. al.* 1983, Tullis 1983).

As feições microestruturais acima são consistentes com a presença nas lâminas estudadas de deslizamentos segundo planos prismáticos [c] do quartzo, cuja ativação é desenvolvida em condições de alta temperatura (entre 550 a 600°C, Okudaira *et. al.* 1995, ou entre 600 a 700 °C, Lister & Dornsiepen 1982a).

A presença de plagioclásio recristalizado e rotacionado sugere a participação de regime de deformação não-coaxial durante o processo de formação de subgrãos, também compatível com os padrões assimétricos em diagrama de eixos-C de quartzo. Paralelamente, 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 da participação de deformação por fluxo coaxial.

Os indicadores cinemáticos (em escala microscópica) e eixos-C de quartzo sugerem fluxo extensional para NE e compressivo para SW, quadro consistente com o contexto cinemático definido com base em estruturas na escala mesoscópica (Karniol e Machado 2003).

A identificação de cordierita nas rochas estudadas sugere a existência de regime metamórfico de baixa pressão, condição que deve estar relacionada com o processo de exumação tectônica das rochas de alto grau do segmento leste da Faixa Araçuaí.

Capítulo V

DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

V.1 Discussão

Alguns trabalhos disponíveis na literatura discutem a terminologia adequada para designar o cinturão situado a leste do Cráton do São Francisco, o que indica falta de consenso quanto à definição de sua unidade geotectônica, que engloba a área estudada. Alguns autores consideram a região do Baixo Rio Doce pertencente ao Cinturão ou Faixa Paraíba (Ebert 1962 e 1968, Cordani *et. al.* 1968), Cinturão Ribeira (Almeida *et. al.* 1973, Hasui *et. al.* 1975), enquanto outros, mais recentemente, a englobam na Faixa Araçuaí (Siga Jr. 1986, Uhlein 1990, Trompette 1994, Pedrosa-Soares & Wiedemann 2000).

Permanece em aberto a denominação da região em termos de unidade geotectônica, entretanto, pode-se observar que os trabalhos mais recentes têm dado preferência pelo uso do termo Faixa Araçuaí. Cabe ressaltar que essa denominação foi usada originalmente por Almeida (1977) para designar uma faixa de dobramentos brasileiros adjacente ao Cráton do São Francisco. Posteriormente, alguns autores estenderam a denominação Faixa Araçuaí até a costa brasileira, ampliando sua concepção original (Siga Jr. 1986, Ulhein *et. al.* 1990, Trompette *et. al.* 1992, Alkmim & Marshak 1998, Pedrosa-Soares *et. al.* 1992, Pedrosa-Soares & Wiedemann 2000, Pedrosa-Soares *et. al.* 2001), diferindo-se das denominações Faixas ou Cinturões Paraíba do Sul, Ribeira e Atlântico (Almeida *et. al.* 1981, Siga Jr. *et. al.* 1982, Trompette *et. al.* 1993, Machado e Endo 1993a e 1993b) ou ainda Província Mantiqueira (Almeida *et. al.* 1981, Almeida & Litwinski 1984).

Independente da polêmica sobre a denominação mais adequada para este cinturão, os trabalhos disponíveis sobre região do Baixo Rio Doce descrevem a presença generalizada de rochas de alto grau, incluindo porções gnáissica-migmatíticas, granulíticas e charnockíticas, que representam exposições da infraestrutura do cinturão de idade brasileira. Os dados geocronológicos regionais mostram que muitas destas rochas representam, de fato, o embasamento transamazônico ou mais antigo retrabalhado durante o Ciclo Brasileiro (Cordani *et. al.* 1973, Siga Jr. 1986, Söllner *et. al.* 1987 e 1989, Silva *et. al.* 1987, Teixeira & Canzian 1994, Nalini 1997, Noce *et. al.* 2000, Nalini *et. al.* 2000).

Uma das feições característica do segmento estudado é a presença de expressivo magmatismo granítico, desenvolvido predominantemente no intervalo de 625 a 500 Ma (Siga Jr. 1986, Bilal *et. al.* 1998, Pedrosa Soares *et. al.* 1999, Noce *et. al.* 1999; Mello 2000, Nalini 1997, Nalini *et. al.* 2000, Pedrosa-Soares & Wiedemann 2000). Este magmatismo é dividido em quatro grupos principais de granitos: 1) pré- a sintectônicos ou pré- a sincolisionais, de característica cálcio-alcálica e meta-aluminosa; 2) sintectônicos ou sincolisionais, tipo-S e

peraluminosos; 3) tardi-tectônicos ou tardi-colisionais, tipo-I, cálcio-alcálico alto-K, e tipo-S, subalcálico a peraluminoso; 4) tardi- a pós-tectônicos ou tardi- a pós-colisionais, tipo-I, cálcio-alcálico alto-K e meta-aluminoso (Siga Jr. 1986, Nalini 1997, Bilal *et. al.* 1998, Pedrosa-Soares *et. al.* 1999, Pedrosa-Soares & Wiedemann 2000).

Outro aspecto da Faixa Araçuaí que cabe salientar é a distribuição preferencial dos maciços graníticos no seu domínio oriental (ou interno, *sensu* Siga Jr. 1986). Estes maciços, que podem apresentar expressão batolítica, acham-se muitas vezes controlados por zonas de cisalhamento de alto ângulo com movimentação direcional (Nalini 1997, Nalini *et. al.* 1997, Ulhein *et. al.* 1998).

Os dados estruturais obtidos ao longo seção Aimorés (MG) - Colatina (ES) mostram a importância destas estruturas de alto ângulo no domínio interno da faixa, com predominância de duas orientações estruturais: uma com direção N-S a NW-SE, com mergulhos altos a baixos para E a NE, e outra com direção NE-SW, com mergulhos intermediários a altos para SE e NW. Estas orientações estruturais são compatíveis com as apresentadas por Nalini (1997), ao longo da seção Tarumirim-Galiléia-Conselheiro Pena-Resplendor-Aimorés-Colatina. Nalini (1997) divide esta seção em três domínios estruturais: domínio oeste, entre Tarumirim e leste de Galiléia, caracterizado por uma foliação principal N20°W a N20°E, com mergulhos baixos a intermediários para NE e SE; domínio central, entre Galiléia e Resplendor, caracterizado por zonas de cisalhamento de alto ângulo N-S e N35°, e domínio leste, entre Baixo Guandu e Colatina, marcado por uma foliação N-S, subvertical, com mergulhos fortes para leste.

No domínio oeste, a lineação de estiramento mineral apresenta orientações médias 90°/20° e 150°/30°. Neste domínio, são descritos pares de foliações S-C com movimentos inversos para W e NW, superpostos por zonas de cisalhamento normais associadas a dobras de eixos N20°/30°. No domínio central, as lineações orientam-se próximas a N-S e SW, com caimentos baixos a fortes, associados ao predomínio de movimentos transcorrentes (Corredor de Cisalhamento Galiléia-Resplendor, Nalini 1997). No domínio leste, tais lineações possuem orientação predominante NNE e caimentos suaves, associadas a movimentos transcorrentes destrais, com superposição de zonas de cisalhamento de cinemática sinistral (Zona de Cisalhamento Vitória).

Os dados de lineação de estiramento mineral na seção estudada orientam-se preferencialmente no quadrante NNE a NE com caimentos suaves a intermediários. São dados compatíveis com os dos domínios central e leste (Nalini 1997) e os da folha Colatina, em escala 1:100.000 (Tuller 1993), onde a lineação orienta-se próxima a N-S, com caimento médio

de 30°. Estes dados diferem daqueles apresentados por Siga Jr. (1986), que descreve na extremidade norte da faixa uma lineação de alongamento mineral com orientação ENE e ESE e caimento em geral inferior a 30°.

Vários trabalhos sobre a Faixa Araçuaí consideram vergência geral das estruturas para W (Ulhein *et. al.* 1990, Trompette *et. al.* 1992 e 1993, Alkmim *et. al.* 1993, Trompette 1994, Vauchez *et. al.* 1992 e 1994, Pedrosa-Soares & Wiedemann 2000, Pedrosa-Soares *et. al.* 2001, Egydio *et. al.* 2002), enquanto outros descrevem também a existência de cinemática oblíqua/paralela à faixa, principalmente no domínio tectônico leste (Siga Jr. 1986, Siga Jr. *et. al.* 1987, Pedrosa Soares *et. al.* 1992, Nalini 1997, Alkmim *et. al.* 2003, Karniol e Machado 2003).

Os dados estruturais obtidos (cinemáticos e lineação mineral e de estiramento mineral) mostram predominância de movimentos oblíquos a paralelos ao cinturão no segmento estudado, baseados nos indicadores cinemáticos em escalas meso e microscópica. Além disso, nota-se relativa persistência da lineação ao redor da direção NNE e NE, ocorrendo variação de caimento condicionada pela mudança de mergulho da foliação. Neste sentido, evidencia-se independência de comportamento da lineação mesmo com a mudança de orientação da foliação principal, indicando um fluxo de massa oblíquo a paralelo neste segmento do cinturão.

Verifica-se também a existência de indicadores cinemáticos superpostos, com estruturas contracionais (movimento de topo para SW) e extensionais (movimento de topo para NE), conforme indicação de Nalini (1997). Ao contrário da descrição deste autor, não foi possível estabelecer a seqüência desta superposição, visto que ambas as estruturas foram desenvolvidas em condições dúcteis de alta temperatura, tal como sugerem os dados microestruturais e de eixos-C de quartzo, o que dificulta a hierarquização das mesmas.

Cabe salientar a descrição de estruturas extensionais brasileiras em outras porções da Faixa Araçuaí, como na região leste do Quadrilátero Ferrífero (Endo 1997), no Médio Rio Doce (Nalini 1997) e no domínio externo da Faixa Araçuaí (Alkmim *et. al.* 2002). Estas estruturas têm sido relacionadas ao colapso gravitacional do orógeno Araçuaí, com movimentação de topo dirigida para ESE e SE, constituindo um quadro consistente cinematicamente com estruturas extensionais caracterizadas no Complexo Costeiro, próximo à divisa de São Paulo com o Paraná, na região de Cajati (Machado *et. al.* 2001).

Os dados estruturais apresentados são comparáveis ao do quadro cinemático definido por Delher (2002) e Delher e Machado (2002) para o prolongamento sul do cinturão no Rio de Janeiro, reforçando, em escala regional, a importância do fluxo oblíquo/paralelo ao cinturão.

V.2 Conclusões

Os dados discutidos neste trabalho mostram a necessidade de uma definição mais clara dos limites entre os Cinturões Ribeira (Paraíba do Sul ou Costeiro) e a Faixa Araçuaí e de melhor caracterização dos limites entre os domínios interno e externo dessa Faixa. Apesar de vários trabalhos demonstrarem a existência de uma tectônica com vergência para oeste em direção ao Cráton do São Francisco, isto aparentemente não se verifica no seu domínio interno, tal como apontam alguns trabalhos que descrevem a presença de uma tectônica transcorrente, sem deixar claro sua relação com a do domínio externo.

Os dados estruturais obtidos neste trabalho apontam para a existência de uma tectônica contracional com movimento de topo para SW e de uma tectônica extensional com movimento de topo para NE. Ambas desenvolveram-se em regime de deformação dúctil, sob condições metamórficas compatíveis com o grau alto, formando em vários locais paragêneses em fácies granulito, condição também evidenciada nas feições microestruturais e padrões de eixos-C de quartzo.

Cabe ressaltar que as estruturas extensionais descritas apresentam movimentação de topo diferente daquelas caracterizadas na região do Médio Rio Doce (Nalini 1997), no leste do Quadrilátero Ferrífero (Endo 1997) e no domínio externo da Faixa Araçuaí (Alkmim *et. al.* 2002) e que se desenvolveram em um nível crustal mais profundo.

A presença de padrões de eixos-C de quartzo em guirlandas assimétricas cruzadas (tipo II, de Lister e Willians 1979) centradas no eixo Y e a distribuição de dados paralelos ao eixo X do diagrama são consistentes com a predominância de deformação não-coaxial associada ao deslizamento do plano prismático [c] (Lister 1981, Lister & Willians 1979, Lister & Dornesiepen 1982, Okudaira *et. al.* 1995). Por outro lado, a presença de padrões de eixos-C com guirlandas simétricas aponta também para a participação de mecanismo de deformação coaxial (Lister & Willians 1978).

A existência de lineação mineral e de estiramento mineral penetrativa ao longo do segmento estudado, com orientação dominante ao redor de NE e NNE, sugere a predominância de movimentos oblíquos a paralelos neste trecho do cinturão, de forma análoga ao que foi caracterizado no seu prolongamento sul no Estado do Rio de Janeiro, sugerindo a presença de uma tectônica em regime transpressivo para explicar o desenvolvimento destas estruturas. A presença da estrutura em leque (estrutura-em-flor) na seção estudada, assim como em outros segmentos do cinturão (*e.g.* Machado & Endo 1993, Endo & Machado 1993, Ulhein 1990, Ulhein *et. al.* 2001, Dehler 2002) é compatível com o regime referido acima.

A existência de transporte oblíquo/paralelo à faixa no segmento estudado indica a necessidade de reavaliação dos modelos tectônicos de convergência frontal propostos para a explicação da trama estrutural do domínio interno da Faixa Araçuaí, pelo menos de parte do mesmo. Neste sentido, o quadro cinemático mais consistente para explicar os dados estruturais apresentados é de uma convergência oblíqua na direção NNE-SSW a NE-SW.

A distribuição das unidades regionais com orientação próxima de N-S, a orientação do eixo maior de grandes massas graníticas (pré-, sin-, tardi- e pós-colisionais) e do *trend* estrutural nesta mesma direção sugerem participação das estruturas do embasamento no controle e nucleação de estruturas na cobertura da faixa.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alkmim F.F., Brito Neves B.B., Castro Alves J. A. 1993. Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco - uma revisão. *In: J.M.L. Domingues & Misi A. (eds.), SBG, Simpósio sobre o Cráton do São Francisco, II, Publicação Especial da reunião preparatória*, p.45-62
- Alkmim F.F. & Marschak S. 1998. Transamazonian orogeny in the southern São Francisco Craton region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. *Prec. Res.*, **90**:29-58
- Alkmim F.F., Marschak S., Pedrosa-Soares A.C., Whittington A. 2002. O registro estrutural do colapso do Orógeno Araçuaí. *In: SBG, Congr. Brás. Geol.*, 41, *Anais*, p.315
- Alkmim F.F., Marshak S., Pedrosa Soares A.C., Preses G.G., Cruz S., Whittington A. 2003. Tectônica quebra-nozes e a gênese do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental. *In: SBG, Simp. Nac. Est. Tect.*, 9, p. 40-43
- Almeida F. F. M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Rev. Bras. Geoc.*, **7**: 349- 364
- Almeida F. F. M. 1981. O Cráton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco. *In: SBG, Simpósio do Cráton São Francisco e suas Faixas Marginais, Salvador, Anais*, p.1-10
- 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 & F. G. Stehli (eds.) The ocean basins and margins*. Plenum, New York, p. 411-446
- Almeida F. F. M., Hasui Y., Brito Neves B. B., Fuck R.A. 1981. Brazilian Structural Provinces: an introduction, *Earth Science Reviews*, **17**:1-29
- Almeida F. F. M. & Litwinski N. 1984. Província Mantiqueira: setor setentrional. *In: Almeida F. F. M. & Hasui Y (eds.). O Pré-Cambriano do Brasil*. Edgar Blücher, São Paulo, p. 282-307
- Ave Lallement H.G., Carter N.L. 1971. Pressure dependence of quartz deformation lamellae orientation. *American Journal of Science*, **270**:218-235
- Avigad D., Ziv A., Garfunkel Z. 2001. Ductile and brittle shortening, extension-parallel folds and maintenance of crustal thickness in the central Aegean (Cyclades, Greece). *Tectonics*, **20**: 277-287

- Berthé D., Choukroune P., Jegouzo P. 1979. Ortho-gneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites: the example of the south Armorican shear zone, *Journ. 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: International Conference on Basement Tectonics*, 14th, p.41-43
- Blumenfeld P., Mainprice D., Bouchez J.L. 1986. C-slip in quartz from subsolidus granites. *Tectonophysics*, **127**:97-115
- Campos Neto M.C., Figueiredo M.C.H. 1995. The Rio Doce orogeny, Southeastern Brazil. *Journ. South Am. Earth Sci.*, **8**:143-162
- Chauvet A., Séranne M. 1994. Extension-parallel folding in the Scandinavian Caledonides: implications for late-orogenic processes. *Tectonophysics*, **238**:31-54
- Choukroune P., Gapais D., Merle O. 1987. Shear criteria and structural symmetry, *Journ. Struc. Geol.*, **9**:525-530
- Cobra R. 1970. Geologia da Área da Sudene ao sul do paralelo 16. Minas Gerais. Relatório Inédito
- Cordani U.G. 1973. *Evolução geológica pré-cambriana da faixa costeira do Brasil, entre Salvador e Vitória*. Tese de Livre Docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 96 p.
- Cordani U.G., Melcher, G.C., Almeida, F.F.M. 1968. Outline of the Precambrian geochronology of South América. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **5**:629-632.
- 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
- Dehler N.M. 2002. *Extrusão tectônica oblíqua em regime transpressivo no Cinturão Paraibides, RJ*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 161 p.
- Dehler N.M., Machado R. 2002. Análise cinemática da aba sul da estrutura divergente do rio Paraíba do Sul, na porção ocidental do estado do Rio de Janeiro. *Rev. Bras. Geoc.* (submetido).

- Dehler N.M., Machado R., Vasconcelos, C.S. 2000. Tectônica extensional oblíqua no sul do estado de São Paulo. *Rev. Bras. Geoc.*, **30**:699-706.
- Drury M.R. & Urai J.1990. Deformation-related recrystallization processes. *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. 1962. Baustil und Regionalmetamorphose in präkambrischen Grundgebirge Brasiliens. *Mineral. Petrogr. Mitt.*, **8**:49-81
- 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. *Anais da Acad. Bras. Ciênc.*, **40**:215-229
- Endo I. & Machado R. 1993. Sistema de cisalhamento Transatlântico: um modelo tectônico transpressional para o Neoproterozóico do Brasil Oriental. *In*: SBG, Simp. Nac. Est. Tect., 4, *Anais*, p. 356-359
- Fanton J.J., Arioli E.A., Moura O.J.M. 1978. Pegmatitos da região de Galiléia-Mendes Pimentel, MG. *In*: SBG, Cong. Bras. Geol., 30, p. 1770-1781
- 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.
- Fuente F. 1992. Tectonic interpretation of systematic variation in quartz c-axis fabrics across the Thompson Belt. *Journ. 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. *Journal of Geology*, **81**:717-724
- Hanmer S. & Paschier C. W. 1990. Shear Sense Indicators: a review. *Geological Survey of Canada Paper*, **90-17**, 72 p.
- Hanmer S. 1982. Microstructures and geochemistry of plagioclase and microcline in naturally deformed granite. *Journ. 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. *Journ. Struc. Geol.*, **22**: 947-967
- Harz E.H., Andresen A., Hodges K.V., Martin M.W. 2001. Syncontractional extension and exhumation of deep crustal rocks in the east Greenland Caledonides. *Tectonics*, **20**:58-77
- 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. *Journal of Geology*, **95**:543-561.
- Hippertt J.F.M. 1994. Direct observation in quartzite and phyllonite. *N. Jb. Miner. Abh.*, **166**: 239-259
- Hippert J.F. & Valarelli J.V. 1998. Myrmekite: constrains 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
- Hirth G., Tullis J. 1992. Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Journ. 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
- Hobbs B.E., Means W.D., Williams P. F. 1976. *An outline of structural geology*. John Wiley & Sons, New York, 571 p.
- 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, Cong. 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. *Journ. Struc. Geol.*, **5**: 527-539

- Karniol T.R. & Machado R. 2003. Análise geométrica e cinemática na região do Baixo Rio Doce entre Aimorés (MG) e Colatina (ES). *In: Rev. Bras. Geoc.*, submetido
- Krohe A. 1990. Local variation in quartz [c] axis orientations in non-coaxial regimes and their significance for the mechanics of S-C fabrics. *Journ. Struc. Geol.*, **12**:1004-1990
- Kruhl J.H. 1996. Prism- and basal-plane parallel subgrain boundaries in quartz: a microstructural geothermobarometer. *Journ. 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. *Journ. 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. *Journ. Struct. Geol.*, **12**: 29-45
- Lister G. S. & Snoke A. W. 1984. S-C mylonites. *Journ. 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. *Journ. Struc. Geol.*, **3**: 67-75
- Lister G.S. & Dornsiepen U.F. 1982. Fabric transition in the Saxony granulite terrain. *Journ. 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. *Journ. 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. *Journ. Struc. Geol.*, **2**:355-371
- Machado R. & Endo I. 1993a. A megaestrutura em flôr positiva do Vale do Rio Paraíba do Sul no Rio de Janeiro e suas implicações tectônicas regionais. *In: SBG, Simp. Geol. Sud.*, **3**, Atas, p. 208-213

- Machado R. & Endo I. 1993b. Cinturão de Cisalhamento Atlântico: um exemplo de tectônica transpressiva neoproterozóica. *In: SBG, Simp. Nac. Est. Tect.*, 4, *Anais*, p.189-191
- Machado R., Dehler N.M., Endo I. 2001. Tectônica extensional neoproterozóica na Província Mantiqueira. *In: SBG, Simp. Nac. Tect.*, *Anais*, 8, p. 69-71
- Mello F.M. 2000. *Litogeoquímica e química mineral do Maciço charnoquítico Aimorés/MG*. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, 217 p.
- Moura O. J. M., Fanton J. J., Arioli, E. A. 1978a. Geologia da região de Galiléia - Mendes Pimentel, Minas Gerais. *In: SBG, Cong. 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, Cong. Bras. Geol.*, 30, p.1836-1850.
- Myashiro A. 1973. *Metamorphism and metamorphic belts*. Unwin Brothers Ltda, Londres, 491p.
- Nalini A. 1997. *Caractérisation des suites magmatiques néoprotérozoïques de la région de Conselheiro Pena et Galiléia (Minas Gerais, Brésil): étude géochimique et structurales 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. N., 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 Brasileiro: região do Médio Rio Doce, Minas Gerais. *In: SBG, Simp. Nac. Est. Tect.*, 5, *Anais*, p.256-258.
- Nalini Jr., Bilal E., Correia-Neves J. M. 1998. Mineralogical, geochemical and isotopic constraints of neoproterozoic granitoids (Urucum and Galiléia Suites) eastern Minas Gerais state, Brazil. *In: International Conference on Basement Tectonic*, 14th, p.44-46.
- 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 <a> to prism [c] slip in naturally deformed quartz. *Tectonophysics*, **250**:31-46.
- Passchier C. W. & Trouw R. A. J. 1994. *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. *Journ. Struc. Geol.*, **11**: 349-363.
- Pedrosa Soares A.C. 1984. *Metamorfismo, granitogênese e mineralizações associadas na região de Coronel Murta, Nordeste de Minas Gerais, Brasil*. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 171p.
- Pedrosa Soares A. C., Leonardos Jr. O.H., Correia Neves J.M. 1984. Aspectos metamórficos de seqüências supracrustais da Faixa Araçuaí em Minas Gerais. *In*: SBG, Congr. Bras. de Geol., 33, *Anais*, p.3056-3068.
- 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. *Journ. South Am. Earth Sci.*, **6**:33-47.
- Pedrosa-Soares A.C., Vidal P., Leonardos O.H., Brito-Neves B.B. 1998. Neoproterozoic oceanic remnants in eastern Brazil: Further evidence and refutation of an exclusively ensialic evolution for the Araçuaí-West Congo Orogen. *Geology*, **26**:519-522.
- 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*: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (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 formed during Gondwanaland assembly. *Prec. Res.*, **110**:307-323
- Pedrosa Soares A.C., Noce C.M., Alkmim F.F., Silva L.C., Cordani U.G., Marshak S., Whittington A., Martins Neto M.A., Campos C.M. 2003. Orogênio confinado: conceito, exemplo e candidatos. *In*: Simp. Nac. Est. Tect.,9, *Anais*, p. 39-39

- Platt J.P., Behrmann J.H. 1986. Structures and fabrics in a crustal-scale shear zone. Betic Cordillera, SE Spain. *Journ. Struc. Geol.*, **8**:15-33
- Price G.P. 1985. Preferred orientation in quartzites. In: Wenk H.R (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. *Jour. Strc. Geol.*, **1**: 21-36
- Schmid S, Casey M. 1986. Complete fabric analysis of some commonly observed quartz c-axis patterns. American Geophysical Union, *Geophysical Monography* 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. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 140 p.
- Siga Jr O., Teixeira W., Cordani U.G., Kawashita K., Delhal J. 1982. Padrão geológico-geocronológico das rochas de alto grau da parte setentrional da Faixa Ribeira, a norte do Rio de Janeiro, Brasil. In: Congresso Latino-Americano de Geologia, 5, Actas, p. 349-370
- 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 nordeste de Minas Gerais. In: SGB, 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. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **94**:1281-1288.
- Simpson, C. & Wintsch, R.P. 1989. Evidence for deformation-induced K-feldspar replacement by mirmeckite. *Journ. 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. *Zentralblatt für Geologie und Palaentologie*, Teil I, **7/8**: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. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, Teil I, **5/6**:933-945

Spry A. 1979. *Metamorphic Textures*, Pergamon Press, Oxford. (3ª 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 – Brasileiro 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: Tuller, M. P. (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 brasileira. In: SBG, *Congr. Bras. de Geol.*, **31**, *Anais*, p. 2576-2588.

Uhlein A., Trompette R., Egydio-Silva M. 1998a. Proterozoic rifting and closure, SE border of the São Francisco craton, Brazil. *Journ. South Am. Earth Sci.*, **11**:191-203.

Uhlein A., Egydio-Silva M., Bouchez J.L. e Vauchez A. 1998b. The Rubin Pluton (Minas Gerais, Brazil): a petrostructural and magnetic fabric study *Journ. South Am. Earth Sci.*, **11**:179-189

- Uhlein A., Egydio-Silva, M., Vauchez A., Trompette R.R. 2001. Geologia e tectônica do arco setentrional da Faixa Araçuaí, Minas Gerais e Bahia. *In: Simp. Nac. Est. Tect.*, 8, *Anais*, p. 119-122
- Uhlein A. 2003. Paleogeografia e inversão tectônica da Faixa Araçuaí e do Corredor do Paramirim (Minas Gerais e Bahia). *In: Simp. Nac. Est. Tect.*, 9, *Anais*, p.32-35
- Vauchez A., Tommasi A., Silva M.E., Trompette R. 1992. Tectônica de escape na terminação de um craton: a Faixa Ribeira. *In: SBG, Congr. Bras. Geol.*, 37, *Boletim de Resumos Expandidos*, p. 373-375.
- Vauchez A., Tommasi A., Egydio-Silva M. 1994. Self Indentation of a heterogeneous continental lithosphere. *Geology*, **22**: 967-970.
- 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. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **56**: 641-647
- White J.C. & Mawer C.K. 1986. Extreme ductility of feldspars from a mylonite, Parry Sound, Canada. *Journ. 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
- Winkler H.G. F. 1979. *Petrogenese das rochas metamórficas*. Ed. Edgard Blucher, São Paulo, 254p.
- Yardley B. 1992. *An Introduction to Metamorphic Petrology*. Longman Earth Sciences Series, London, 248p.

ANEXOS

ANEXO 01 - Perfil geológico-estrutural do Baixo Rio Doce, ES - Escala 1: 100.000.

Abaixo, os domínios estruturais estão delimitados (DI-DIV), com respectivos estereogramas de foliação (S), foliação magmática (Sm) e lineação (L); nos retângulos estão indicados os números das microestruturas. Acima aparecem os diagramas de eixos-C de quartzo e os indicadores cinemáticos (com número da figura e orientação do corte de observação). **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 de grãos e de agregados; 7- zonas de cisalhamento; S- foliação; Sm- foliação magmática; L- lineação.

ANEXO 03- Fotografias

Fotografia 01- Aspecto da foliação dobrada. No canto direito há um leucogranito branco rico em granada, que ocorre também como lentes, e as mais escuras ricas em biotita e/ou piroxênio. A caderneta, na base da foto, tem 20 x 13cm. Corte para construção em rocha alterada na periferia de Colatina.

Fotografia 02- Feição do dobramento caótico em lentes de leucogranito (bege), envolvidos por granulito que concentra a granada. Capa da lente com 6cm de diâmetro. Corte de estrada com alteração superficial ao longo da BR-459 próximo à Colatina.

Fotografia 03- Contato discordante entre leucogranito rico em granada (acima e à direita da pessoa) e quartzitos miloníticos (abaixo). Foliação milonítica $140^{\circ}/70^{\circ}$, Lineação $55^{\circ}/20^{\circ}$. Corte de estrada da BR-459 próximo à ponte sobre o Rio Doce.

Fotografia 04- Alinhamento de porfiroclastos de plagioclásio de até 4cm de diâmetro em charnockito, que define uma foliação magmática (Sm- $55^{\circ}/60^{\circ}$). Corte de estrada da BR-459 próximo a Mascarenhas.

Fotografia 05- Estrutura linear (L- 30°/55°) caracterizada por colunas decamétricas (estrutura em lápis), associada a uma foliação metamórfica (Sn- 20°/50°). Granulito em corte de estrada da BR-459 próximo a Mascarenhas.

Fotografia 06- Lineação (60°/45°) de agregados de quartzo e, em menor concentração, biotita e piroxênio. Foliação metamórfica (Sn- 35°/50°). Corte de estrada da BR-459 próximo a Baixo Guandu.

Fotografia 07- Lineação de grafita (L- $30^{\circ}/8^{\circ}$; Sn- $340^{\circ}/25^{\circ}$) desenvolvida em granulito. BR-459, próximo à Colatina.

Fotografia 08- Lineação de mergulho (L- $300^{\circ}/65^{\circ}$; Sn- $240^{\circ}/75^{\circ}$) formada pelo estiramento de agregados de quartzo, feldspato e biotita. Pedreira próximo a Baixo Guandu.

Fotografia 9 e 10. Relevo típico da região com 'pães de açúcar' nas margens do Rio Doce. Na margem direita há exposições da Ferrovia do Aço, que liga Belo Horizonte ao Porto Tubarão, em Vitória.

Unidade	rocha	material	Método	Idade (Ma)	Referência
Complexo Paraíba do Sul	gnaisse-migmatítico	zircão	U/Pb	590±18	Siga Jr 1986
Granito Padre Paraíso	granito	zircão	U/Pb	505±5	Siga Jr 1986
Complexo Alegre	metaquartzito/metatexito	zircão	U/Pb	590+2-4;2055	Söllner <i>et al.</i> 1987
Complexo Alegre	gnaisse granodiorítico	zircão	U/Pb	580+20-6; 519+10-16	Söllner <i>et al.</i> 1987
Maciço Santa Angélica	allanita granito	zircão	U/Pb	513±8	Söllner <i>et al.</i> 1987
Complexo Costeiro/Série Iriri	granada gnaisse charnockítico	zircão	U/Pb	558±2	Söllner <i>et al.</i> 1989
Suíte Galiléia/Fácies Granodiorítica	granodiorito	zircão	U/Pb	594±6	Nalini <i>et al.</i> 2000
Suíte Urucum/Fácies Palmital	granito a 2 micas	zircão	U/Pb	582±2	Nalini <i>et al.</i> 2000
Suíte Urucum/Fácies a megafeldspato	granito a 2 micas	zircão	U/Pb	573±4; 2200±30	Nalini <i>et al.</i> 2000
Maciço Charnockítico Aimorés	granada-granito	zircão	U/Pb	498,6±35,6	Mello 2000
Maciço Charnockítico Aimorés	granada-granito	Monazita	U/Pb	468±16	Mello 2000
Maciço Charnockítico Aimorés	granada-granito	Monazita	U/Pb	492±20	Mello 2000
Maciço Charnockítico Aimorés	granada-granito	Monazita	U/Pb	517±25	Mello 2000
Maciço Charnockítico Aimorés	granada-granito	Monazita	U/Pb	562±37	Mello 2000
Maciço Charnockítico Aimorés	granada-granito	Monazita	U/Pb	470±15	Mello 2000
Maciço Charnockítico Aimorés	granada-granito	Monazita	U/Pb	502±18	Mello 2000
Maciço Charnockítico Aimorés	granada-granito	Monazita	U/Pb	552±30	Mello 2000
Maciço Charnockítico Aimorés	granada-granito	Monazita	U/Pb	471±24	Mello 2000
Maciço Charnockítico Aimorés	granada-granito	Monazita	U/Pb	515±24	Mello 2000
Maciço Charnockítico Aimorés	granada-granito	Monazita	U/Pb	567± 50	Mello 2000
Complexo Guanhães	biotita gnaisse	zircão	Pb/Pb	2573±25	Noce <i>et al.</i> 2000
Plúton Ataléia	tonalito rico em granada	zircão	Pb/Pb	591±4	Noce <i>et al.</i> 2000
Plúton Brasilândia	tonalito a granito	zircão	Pb/Pb	595±3	Noce <i>et al.</i> 2000
Plúton São Vitor	tonalito	zircão	Pb/Pb	576±5	Noce <i>et al.</i> 2000
Plúton Guarataia	granito	zircão	Pb/Pb	575±2	Noce <i>et al.</i> 2000
Granito Caladão/Charnockito Padre Paraíso	granito megaporfirítico com enclaves charnockíticos	zircão	Pb/Pb	519±2	Noce <i>et al.</i> 2000
Veio granítico no Granito Caladão	granito fino isotrópico	zircão	Pb/Pb	503±9	Noce <i>et al.</i> 2000

Unidade	rocha	material	Método	Idade (Ma)	Referência
Complexo Paraíba do Sul	biotita gnaissse	biotita	K/Ar	447±6	Cordani 1973
Complexo Paraíba do Sul	gnaisse kinzigítico	biotita	K/Ar	451±7	Cordani 1973
Complexo Paraíba do Sul	gnaisse kinzigítico	biotita	K/Ar	450±7	Cordani 1973
Grupo Salinas	metassedimentos	biotita	K/Ar	477±16	Siga Jr. 1986
Grupo Salinas	metassedimentos	biotita	K/Ar	540±16	Siga Jr. 1986
batólito de Pedra Azul	granitóide	biotita	K/Ar	474±14	Siga Jr. 1986
maciço acerca de Rubim	granitóide	biotita	K/Ar	490±10	Siga Jr. 1986
granitóide dos arredores de Medeiros Neto	biotita granito gnaisses	biotita	K/Ar	448±14	Siga Jr. 1986
granitóides indivisos de Itaobim, Jequitinhonha e Itaipé	granitos	biotita	K/Ar	470±16	Siga Jr. 1986
granitóides indivisos de Itaobim, Jequitinhonha e Itaipé	granitos	biotita	K/Ar	422±13	Siga Jr. 1986
granitóides indivisos de Itaobim, Jequitinhonha e Itaipé	granitos	biotita	K/Ar	452±15	Siga Jr. 1986
granitóides dos arredores de Padre Paraíso	zircões	biotita	K/Ar	457±21	Siga Jr. 1986
granitóides de Coronel Murta	granitóides	biotita	K/Ar	475±13	Siga Jr. 1986
Suíte Intrusiva Aimorés	gabronorito	biotita	K/Ar	509±14	Silva <i>et al.</i> 1987
Suíte Intrusiva Galiléia	pegmatito	biotita	K/Ar	488±8	Silva <i>et al.</i> 1987
Suíte Intrusiva Galiléia	tonalito	biotita	K/Ar	463±14	Silva <i>et al.</i> 1987
Suíte Intrusiva Galiléia	tonalito	biotita	K/Ar	449±13	Silva <i>et al.</i> 1987
Suíte Intrusiva Galiléia	tonalito	biotita	K/Ar	452±14	Silva <i>et al.</i> 1987
Suíte Intrusiva Galiléia	tonalito	biotita	K/Ar	469±14	Silva <i>et al.</i> 1987
Suíte Intrusiva Galiléia	granodiorito	biotita	K/Ar	460±14	Silva <i>et al.</i> 1987
Suíte Intrusiva Galiléia	granodiorito	biotita	K/Ar	582±17	Silva <i>et al.</i> 1987
Complexo Paraíba do Sul	biotita gnaissse	biotita	K/Ar	602±8	Silva <i>et al.</i> 1987
Complexo Paraíba do Sul	gnaisse kinzigítico	biotita	K/Ar	459±7	Silva <i>et al.</i> 1987
Complexo Paraíba do Sul	gnaisse kinzigítico	biotita	K/Ar	457±7	Silva <i>et al.</i> 1987
Rochas básicas	diabásio	biotita	K/Ar	174±6	Silva <i>et al.</i> 1987
Complexo Montanha	gnaisse	biotita	K/Ar	480±28	Silva <i>et al.</i> 1987

Unidade	rocha	material	Método	Idade (Ma)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$	$\epsilon_{(Nd)}$	Referência
Granitóide próximo à Vitória	granitóide	RTO	Sm/Nd	1790±140		-6,5	Sato 1998
Granitóide próximo à Vitória	granitóide	RTO	Sm/Nd	1300		-8,1	Sato 1998
Maciço Charnockítico Aimorés		RTO	Sm/Nd	1513,6±54,8			Mello 2000
Maciço Charnockítico Aimorés		RTO	Sm/Nd	1721,9±65,8			Mello 2000
Maciço Charnockítico Aimorés		RTO	Sm/Nd	2023,7± 82,1			Mello 2000
Maciço Charnockítico Aimorés		RTO	Sm/Nd	165,6±43,5			Mello 2000
Suíte Urucum	granito a megafeldspato	RTO	Sm/Nd	1840	0,7130	-7,9	Nalini <i>et al.</i> 2000
Suíte Urucum	granito a megafeldspato	RTO	Sm/Nd	1860	0,7114	-7,5	Nalini <i>et al.</i> 2000
Suíte Urucum	granito médio a grosso	RTO	Sm/Nd	2165	0,7129	-7,8	Nalini <i>et al.</i> 2000
Suíte Urucum	granito médio a grosso	RTO	Sm/Nd	2290	0,7154	-8,1	Nalini <i>et al.</i> 2000
Suíte Urucum	granito a turmalina	RTO	Sm/Nd	2125	0,7159	-8,2	Nalini <i>et al.</i> 2000
Suíte Urucum	granito pegmatítico	RTO	Sm/Nd	-	0,7165	-7,4	Nalini <i>et al.</i> 2000
Suíte Galiléia	tonalito	RTO	Sm/Nd	2260	0,7122	-8,9	Nalini <i>et al.</i> 2000
Suíte Galiléia	granodiorito	RTO	Sm/Nd	2010	0,7130	-8,9	Nalini <i>et al.</i> 2000
Suíte Galiléia	enclave	RTO	Sm/Nd	3010	0,7132	-8,9	Nalini <i>et al.</i> 2000
Suíte Galiléia	granodiorito	RTO	Sm/Nd	1800	0,7122	-9,3	Nalini <i>et al.</i> 2000
Suíte Galiléia	enclave	RTO	Sm/Nd	1900	0,7131	-8,3	Nalini <i>et al.</i> 2000
Granitóide próximo à Vitória	granitóide	RTO	Sm/Nd	1590,0		-6,5	Martins 2000

Unidade	rocha	material	Método	Idade (Ma)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Referência
Grupo Salinas	metassedimentos	RTO	Rb/Sr	660±60	0,7130	Siga Jr. 1986
Grupo Salinas	quartzo-biotita xistos carbonáticos	RTO	Rb/Sr	630±30	0,7086	Siga Jr. 1986
granito da região de Itinga	granito	RTO	Rb/Sr	540±10		Siga Jr. 1986
granito da região de Coronel Murta	granito	RTO	Rb/Sr	525±30		Siga Jr. 1986
gnaisses-migmatíticos	gnaisses-migmatíticos	RTO	Rb/Sr	586±13	0,7184	Siga Jr. 1986
gnaisses-migmatíticos	gnaisses-migmatíticos	RTO	Rb/Sr	640±45	0,7070	Siga Jr. 1986
batólito de Pedra Azul	granitóide	RTO	Rb/Sr	615±35	0,7090	Siga Jr. 1986
maciço acerca de Santo Antônio	granitóide	RTO	Rb/Sr	575±10	0,7064	Siga Jr. 1986
maciço acerca de Rubim	granitóide	RTO	Rb/Sr	603±20	0,7068	Siga Jr. 1986
granitóide do sul de Itaobim e oeste de Águas Formosas	granitóide granadíferos	RTO	Rb/Sr	645±60	0,7100	Siga Jr. 1986
granitóide do sul de Itaobim e oeste de Águas Formosas	granitóide granadíferos	RTO	Rb/Sr	580±40	0,7110	Siga Jr. 1986
granitóides de Itinga	granitóides	RTO	Rb/Sr	540±10	0,7125	Siga Jr. 1986
granitóide do sul de Itaobim e oeste de Águas Formosas	granitóide granadíferos	RTO	Rb/Sr	456±11		Siga Jr. 1986
granitóide dos arredores de Medeiros Neto	biotita granito gnaisses	RTO	Rb/Sr	550±50	0,7120	Siga Jr. 1986
granitóides indivisos de Itaobim, Jequitinhonha e Itaipé	granitos	RTO	Rb/Sr	535±15	0,7096	Siga Jr. 1986
granitóides indivisos de Itaobim, Jequitinhonha e Itaipé	granitos	RTO	Rb/Sr	505±35	0,7150	Siga Jr. 1986
granitóides dos arredores de Padre Paraíso	granitóide a hiperstênio	RTO	Rb/Sr	520±20	0,7112	Siga Jr. 1986
granitóides de Coronel Murta	granitóides	RTO	Rb/Sr	525±30	0,7113	Siga Jr. 1986
Complexo Alegre	gnaisse granodiorítico	RTO	Rb/Sr	580	0,7108	Söllner <i>et al.</i> 1987
Complexo Alegre	migmatitos	RTO	Rb/Sr	590	0,7091	Söllner <i>et al.</i> 1987
Complexo Alegre	metatexitos	RTO	Rb/Sr	590	0,7084	Söllner <i>et al.</i> 1987
Maciço Santa Angélica	granodiorito, monzodiorito, biotita norito, allanita granito, gabro-diorito	RTO	Rb/Sr	513	0,7072	Söllner <i>et al.</i> 1987
Complexo Costeiro/Série Iriri	granada gnaisse enderbítico	RTO	Rb/Sr	558	0,7211	Silva <i>et al.</i> 1987

Anexo 3 - Dados geocronológicos da região do Baixo Rio Doce/ES

Suíte Intrusiva Galiléia	hornblenda-quartzo diorito	RTO	Rb/Sr	650	0,7120	Silva <i>et al.</i> 1987
Suíte Intrusiva Aimorés	hiperstênio granito	RTO	Rb/Sr	600	0,7082	Silva <i>et al.</i> 1987
Suíte Intrusiva Urucum	granito	RTO	Rb/Sr	503±3	0,7263	Silva <i>et al.</i> 1987
Gnaiss Piedade	gnaiss	RTO	Rb/Sr	600	0,7090	Silva <i>et al.</i> 1987
Complexo Paraíba do Sul	granitóide	RTO	Rb/Sr	507	0,7137	Silva <i>et al.</i> 1987
Complexo Pocrane	gnaiss	RTO	Rb/Sr	600	0,7090	Silva <i>et al.</i> 1987
Complexo Costeiro/Série Iriri	gnaiss bandado migmatítico	RTO	Rb/Sr	558	0,7252	Söllner <i>et al.</i> 1989
Complexo Costeiro/Série Iriri	gnaiss bandado migmatítico	RTO	Rb/Sr	558	0,7274	Söllner <i>et al.</i> 1989
Complexo Costeiro/Série Iriri	granulito enderbítico	RTO	Rb/Sr	558	0,7197	Söllner <i>et al.</i> 1989
Complexo Costeiro/Série Iriri	granada gnaiss charnockítico	RTO	Rb/Sr	558	0,7259	Söllner <i>et al.</i> 1989
Maciço Charnockítico Aimorés	charnockito/granito porfirítico/granada granito	RTO	Rb/Sr	673,3±14,7	0,7079	Mello 2000
Maciço Charnockítico Aimorés	charnockito/granito porfirítico/granada granito	RTO	Rb/Sr	748,7±26,4	0,7049	Mello 2000
Complexo gnáissico-kinzingítico	gnaiss migmatítico	RTO	Rb/Sr	507±56	0,7137	Martins 2000