

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Curso de Pós-Graduação em Geociências

EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA FAIXA BRASÍLIA NA REGIÃO DE TAPIRA,
SUDOESTE DE MINAS GERAIS

Carlos Humberto da Silva

Orientador: Prof. Dr. Luiz Sérgio Amarante Simões

Tese de Doutorado elaborada junto ao
Curso de Pós-Graduação em Geociências -
Área de Concentração em Geologia
Regional, para obtenção do Título de Doutor
em Geociências.

Rio Claro - SP
Outubro de 2003

551.8 S586e	Silva, Carlos Humberto da. Evolução geológica da faixa Brasília na região de Tapira, Sudoeste do estado de Minas Gerais / Carlos Humberto da Silva - Rio Claro: [s.n.], 2003 199 f. : il., figs., gráfs., tabs., mapas Tese (Doutorado) – Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas Orientador: Luiz Sérgio Amarante Simões 1. Geologia estrutural. 2. Geologia regional. 3. Mapeamento geológico 4. Superposição de deformações 5. Tectônica de Nappes. Título
----------------	--

Ficha Catalográfica elaborada pela STATI – Biblioteca da UNESP – Campus de Rio

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Luiz Sérgio Amarante Simões (orientador)

– DPM/IGCE/UNESP -

Prof. Dr. Rudolph Allard Johannes Trouw

– IGEO/UFRJ-

Prof. Dr. Cláudio de Morrisson Valeriano

– FGEL/UERJ -

Prof. Dr. Hildor José Seer

– CEFET-MG (Araxá) -

Prof. Dr. Hans Dirk Ebert

– DPM/IGCE/UNESP -

Tese defendida em 14 de outubro de 2003

Resultado: Aprovada com a menção “com distinção”.

Quisera abranger tudo, e tudo me convida; mas o tempo é fugaz, e curta e incerta a vida. (Antônio F. Castilho).

“A benevolência para com os semelhantes, fruto do amor ao próximo, produz a afabilidade e a doçura, que lhe são a manifestação. Entretanto, não é preciso fiar-se sempre nas aparências; a educação e o hábito do mundo podem dar o verniz dessas qualidades..” (Evangelho Segundo o Espiritismo Cap. I X, item 6.)

Dedico este trabalho às minhas famílias.

AGRADECIMENTOS

Agradeço aos muitos que me ajudaram, foram tantos desde que esta “jornada ao centro de Tapira” começou e que ainda vão sobrar “lascas e fatias” para lembrar e ser grato.

Inicialmente quero agradecer ao orientador, Prof. Dr. Luiz Sérgio Amarante Simões, que na longa jornada que leva ao conhecimento, me orientou no mestrado (fácies de baixo grau) e que se “deformou” num doutorado (fácies de médio grau). Antes apenas um orientador, hoje com o passar dos “empurrões” tornou-se alguém para chamar de amigo. Um muito obrigado de “*nappe*” a você.

A FAPESP (processos 98/16429-4 e 01/), pela concessão da bolsa de estudos e pelo fomento a todo campo, análises de microsonda, geoquímica isotópica, impressão de mapas, etc., agradeço.

Aos Profs. Drs. Antenor Zanardo, Hans Dirk Ebert e Cláudio Valeriano, pelas discussões de petrografia, metamorfismo e estrutural no texto da qualificação.

Foram tantos dias de campo que não posso esquecer dos colegas geólogos: Sa(ssa)muel Ferreira, George “Magrão” Luvizotto, Guillermo “Pepita” Navarro, Wellington “Vinhedo” Damásio, Ivaldo “Zazá” Trindade, Frederico “Fredie” Andrade, Ana (-inha) Costa, e Amarildo “Mainho” Ruiz. A todos minha gratidão pela paciência nas ladeiras de Tapira.

Aos funcionários da UNESP: Júnior, Carlinhos, Laura, Nádia, Vânia, Izabel, Rose, Vladimir e Adilson; às sempre presentes Neusinha e Maria Antônia.

Aos amigos que foram se afinando, Vanderlei, Leila e Sérgio, Laís, Amarildo e Larissa, Harrizon e Auxiliadora, Márcia, Ivaldo, Samuel e Raquel, Dani e Daniel, Seu Uó e D. Beth que ajudaram a passar o tempo em bom tempo.

Agradeço aos meus pais, Lourdes e Estenio e a minha irmã, Maria Cristina, pela paciência na distância; ao meu querido filho e minha vida, Carlos Henrique, um perdão pela ausência e um agradecimento sincero por existir.

Do mesmo modo agradeço também aqueles que eu não sei o nome, donos das diversas fazendas em que passei e que por algumas vezes me hospedei. Ao pessoal do Posto em Tapira, Sr. Lilo, D. Lila, Roninho, Divino, pela confiança depositada. Ao pessoal de Tapira, que quase sem querer ajudou o “*minino da pisquisa*”, muito obrigado.

E no desenlace feliz das peripécias deste enredo agradeço àquela que me fez companhia desde o início *Ana*

Agradeço a Deus, ao anjo da guarda e todos aqueles que estão por perto, pela ajuda em todas as horas e pela oportunidade de engrandecimento.

RESUMO

O presente trabalho apresenta uma proposta de evolução geológica Neoproterozóica de um segmento da Faixa Brasília Meridional, na região de Tapira (SW de Minas Gerais). A partir de mapeamento geológico detalhado é da caracterização estrutural e metamórfica. As rochas desta região apresentam uma complexa evolução estrutural, onde a principal estrutura reconhecida é uma foliação em baixo ângulo (S4) orientada em média N43W/30SE, à qual associa-se uma lineação de estiramento e/ou mineral orientada N50W/10, atribuídas à fase D4.

A foliação S4 normalmente é reconhecida como uma clivagem de crenulação, cuja superfície crenulada é uma foliação S2, sub-paralela ao acamamento sedimentar (S0). Em alguns locais S4 manifesta-se como uma xistosidade ou clivagem contínua. A foliação S4 também afeta dobras normais de escala quilométrica relacionadas à fase D3. Adicionalmente são reconhecidos dois conjuntos de dobras pós-fase principal com eixos de caimentos suaves e planos axiais íngremes, sendo os eixos de D5 de direção NW e os eixos de D6 de direção NNE. Relacionada à fase D5 associam-se três zonas de cisalhamento transcorrentes quilométricas, a partir das quais sub-dividiu-se a área em três domínios tectono-estratigráficos.

No domínio oeste (DW) ocorrem duas escamas tectônicas separadas por falha de empurrão. A escama 1 apresenta rochas metapelíticas e pelítico-grafitosas com intercalações psamíticas. A associação mineral muscovita + quartzo + granada ± clorita ± biotita ± cloritóide ± grafita ± albita, permitem situar as rochas dessa escama na fácies xisto verde superior (zona da granada), com condições de T e P estimadas em 540°C e 7,5 kbar. Na escama 2 predominam rochas pelíticas com intercalações psamíticas, adicionalmente ocorrem intercalações de hornblenda-granada-mica xistos e rochas metamáficas e metaultramáficas. As associações minerais muscovita + quartzo + granada ± hornblenda ± clorita ± biotita ± oligoclásio, e hornblenda + oligoclásio + biotita permitem situar estas rochas na fácies anfibolito com condições de T = 585 a 610°C e P = 8 a 10 kbar.

No domínio leste (DE) foi definido um conjunto de três escamas. Na inferior predominam rochas pelíticas e pelítico-grafitosas com intercalações de rochas psamíticas, onde as associações minerais (muscovita + clorita + quartzo ± grafita ± albita, sem biotita) em conjunto com as estimativas de P-T (T = 350 a 400°C e P = 4-5 kbar) permitem situar as rochas dessa escama na fácies xisto verde inferior (zona da clorita). Na escama intermediária ocorrem rochas pelíticas, pelítico-grafitosas e pelítico-psamíticas intercaladas com níveis, lentes e camadas de rochas psamíticas. Associações minerais contendo muscovita + quartzo + granada ± clorita ± biotita ± cloritóide ± grafita ± albita permitem situar as rochas dessa escama na fácies xisto verde superior (zona da granada). Com a temperatura variando entre 450 e 550°C e a pressão entre 5 e 7,5 kbar. A escama superior é marcada pela ocorrência de rochas pelíticas com contribuições localizadas de rochas psamíticas, adicionalmente ocorrem rochas metaultramáficas. As condições metamórficas estipuladas pela associação mineral muscovita + quartzo + granada ± clorita ± biotita ± cloritóide ± albita (oligoclásio) em conjunto com as estimativas de T e P (T = 550 a 595°C e P = 5 a 8 kbar) permitem considerar as rochas dessa escama na fácies anfibolito inferior. As rochas dessas três escamas são sobrepostas aos filitos e ardósias com intercalações de mármore, correspondentes ao Grupo Bambuí, cujas associações minerais (muscovita + clorita + quartzo ± albita, sem biotita), correspondem à fácies xisto verde inferior (zona da clorita).

O domínio sul (DS) é marcado basicamente por metarenito, com contribuições de quartzo xistos, filitos e metaconglomerados, onde é comum a preservação de texturas e estruturas sedimentares. As associações minerais contendo muscovita + clorita + quartzo, sem biotita, permite considerar estas rochas como situadas na fácies xisto verde inferior (zona da clorita).

As rochas dos vários domínios são interpretadas como parte de uma bacia de margem continental passiva, situada na margem ocidental do paleocontinente São Francisco. Neste contexto as rochas do domínio Sul representariam a fácies de plataforma proximal; as rochas das escamas inferior e intermediária (DE) e da escama 1 (DW) são de fácies de plataforma distal; e as rochas da escama superior (DE) e escama 2 (DW) são tidas como depositadas em um ambiente de talude continental e/ou fundo oceânico.

Interpreta-se que a configuração atual das rochas da Faixa Brasília nesta região deve-se à convergência das placas do São Francisco e Paraná durante o Neoproterozóico. Este processo resultou em uma deformação tangencial com transporte tectônico de topo para ESE. Durante os estágios iniciais, as rochas da margem continental foram metamorfizadas, em seguida, as rochas mais metamórficas foram tectonicamente expulsas e transportadas em direção às zonas mais externas do orógeno, recobrando tectonicamente as rochas menos metamórficas. A deformação gerada durante este período é acomodada pelas estruturas relacionadas à fase D2.

Devido à atuação de um componente de cisalhamento sinistral, contemporâneo a tectônica tangencial, formam-se dobras normais com eixos paralelos a lineação de estiramento. Estas estruturas são relacionadas à fase D3, e envolvem o dobramento do empilhamento tectônico gerado na fase D2.

Em resposta ao empilhamento tectônico foi gerada uma bacia de antepaís, na qual foram depositadas às rochas do Grupo Bambuí, que posteriormente foi recoberta e envolvida nos processos deformacionais, com a propagação da frente de empurrão para ESE. Uma vez implantado o empilhamento das escamas tectônicas, desenvolveram-se dobras abertas com eixos de direções preferenciais para NW (D5), associadas a zonas de cisalhamento sinistrais com direções variando entre WNW a NW. Posteriormente são formadas dobras abertas com eixo NNE (D6). As estruturas correspondentes a estas duas fases foram geradas em resposta à continuação da compressão WNW-ESE.

ABSTRACT

This work was done to determine the Neoproterozoic evolution of a southern Brasília Fold Belt segment, Tapira area (SW Minas Gerais state), using detailed geologic mapping and structural – metamorphic characterization. A complex structural evolution is deduced for these rocks and the main structure recognized is a low angle S4 foliation (N43W/30SE), associated with N50W/10 stretching and/or mineral lineation of the D4 phase.

The S4 foliation is a crenulation cleavage, where the pre-existing S2 foliation was folded parallel to sedimentary bedding (S0). In some areas, S4 is a schistosity or a continuous cleavage. The S4 foliation also affects kilometric normal folds of the D3 phase. Two post-S4 groups of folds are recognized with low angle axes and high angle axial planes: D5 and D6 with axes in NW and N-S direction, respectively. Three transcurrent shear zones are associated with the D5 phase, dividing the area into three tectonic–stratigraphic domains: Western, Eastern and Southern.

Two thrust sheets separated by a thrust fault characterize the Western Domain (WD). Metapelitic rocks and graphite-bearing pelites with metapsammitic lenses represent the thrust sheet 1. A muscovite + quartz + garnet ± chlorite ± biotite ± chloritoid ± graphite ± albite association defines the rocks of thrust sheet 1 as upper greenschist facies (garnet zone), with T = 540 °C and P = 7.5 kbar conditions. At the top, thrust sheet 2 is characterized by metapelitic rocks and metapsammitic lenses and hornblende-bearing garnet-muscovite schists intercalations, with metamafic and metaultramafic rocks. The muscovite + quartz + garnet ± hornblende ± chlorite ± biotite ± oligoclase and the hornblende + oligoclase + biotite associations suggest amphibolite facies with a range of T = 585 to 610 °C and P = 8 to 10 kbar.

The Eastern Domain (ED) comprises three thrust sheets. The lower thrust sheet is composed of metapelitic rocks and graphite-bearing metapelites with metapsammitic lenses. The mineral associations (muscovite + chlorite + quartz ± graphite ± albite) and the P–T conditions (range 350 to 400 °C and 4 to 5 kbar) define lower greenschist facies (chlorite zone). The intermediate thrust sheet is represented by metapelitic rocks, graphite-bearing metapelites and metapelite–psammitic lenses with levels, lenses and layers of metapsammitic rocks. The upper greenschist facies (garnet zone) was determined for this thrust sheet from the muscovite + quartz + garnet ± chlorite ± biotite ± chloritoid ± graphite ± albite mineral association and the T–P conditions: 450 to 550 °C and 5 to 7.5 kbar. The upper thrust sheet is characterized by metapelitic rocks with local metapsammites and metaultramafic rocks. The muscovite + quartz + garnet ± chlorite ± biotite ± chloritoid ± albite (oligoclase) association and the T = 550 to 595 °C and P = 5 to 8 kbar conditions define a lower amphibolite facies for this thrust sheet. The part that is overlain by these three thrust sheets comprises phyllites and slates with marble lenses of the Bambuí Group. The muscovite + chlorite + quartz ± albite without biotite association indicates lower greenschist facies (chlorite zone).

The Southern Domain (SD) comprises metasandstones, quartz schists, phyllites and metaconglomerate, with pre-existing sedimentary structures and textures. The muscovite + chlorite + quartz without biotite association implies lower greenschist facies (chlorite zone) for southern domain.

All described lithologies are interpreted as a portion of a passive continental margin basin, situated at eastern margin of the São Francisco paleocontinent. Indeed, the Southern Domain rocks can be interpreted as proximal platform facies; the lower and

intermediate thrust sheets (ED) of the thrust sheet 1 (WD) can be interpreted as a distal platform facies; the upper thrust sheet (ED) and the thrust sheet 2 (WD) may have been deposited in a continental rise or ocean floor environment.

The current configuration of the Brasília Fold Belt is interpreted as a result of collision between the São Francisco and Parana plates during the Neoproterozoic. This process resulted in tangential deformation with top to ESE tectonic transport. During the initial stages the continental margin rocks were metamorphosed and then the most metamorphosed rocks were exhumed and transported toward the external orogenic zone, made up of lower grade metamorphic rocks. The deformation of this stage was accommodated by D2 phase structures.

Within a sinistral shear component, during tangential tectonics, normal folds were generated with axes parallel to the stretching lineation. These structures are related to the D3 phase, which affected the D2 imbricate tectonic stack.

In response to tectonic imbrication a foreland basin was generated, filled by the Bambuí Group. Then, this foreland basin was covered by the thrust sheets and involved in a deformational process that led to the formation of thrusts toward ESE. In the terminal imbrication of tectonic thrust sheets, normal folds were formed with NW axes (D5 phase). These folds are associated with WNW to NW trending sinistral shear zones. Later, NNE open folds were created (D6 phase), and both kinds of folds were generated in response to WNW-ESE compression.

SUMÁRIO

<i>INTRODUÇÃO.....</i>	<i>1</i>
<i>GEOLOGIA DA ÁREA.....</i>	<i>8</i>
<i>GEOLOGIA ESTRUTURAL.....</i>	<i>48</i>
<i>METAMORFISMO.....</i>	<i>91</i>
<i>GEOCRONOLOGIA Sm/Nd.....</i>	<i>155</i>
<i>OCORRÊNCIAS DE OURO NA ÁREA.....</i>	<i>170</i>
<i>EVOLUÇÃO GEOLÓGICA.....</i>	<i>185</i>
<i>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</i>	<i>188</i>

INDICE

1. INTRODUÇÃO	1
1.1 - Localização da Área Estudada	2
1.2 – Métodos Aplicados.....	2
a) Revisão Bibliográfica	2
b) Interpretação de Fotos Aéreas e Imagens de Satélite.....	4
c) Trabalhos de Campo	4
d) Digitalização da Base Topográfica	6
e) Petrografia e Microtectônica.....	6
f) Química Mineral	6
g) Geocronologia Sm / Nd.....	7
h) Confeção da Tese.....	7
2. GEOLOGIA DA ÁREA	8
2.1 - Introdução	8
2.2 - Situação Geológica	9
2.3 - Compartimentação Tectônica da Área.....	12
2.3.1 - Domínio Oeste (DW)	14
2.3.2 - Domínio Leste (DE)	20
a) Grupo Bambuí	20
b) Escama Inferior.....	23
c) Escama Intermediária	28
d) Escama Superior.....	32
2.3.3 - Domínio Sul (DS)	34
2.4 – Ambientes Tectônicos e Correlações Estratigráficas	40
2.5 - Correlações.....	44
3. GEOLOGIA ESTRUTURAL.....	48
3.1 – Introdução	48
3.2 - Situação Geológica	49
3.3.Fases de Deformação.....	50
a) Fase D1.....	52
b) Fase D2	52
c) Fase D3.....	60

d) Fase D4	66
e) Fase D5.....	75
Zonas de Cisalhamento D5	78
f) Fase D6	84
3.4 - Interpretação Cinemática das Estruturas.....	86
3.5 - Comparação com os Segmentos Adjacentes	88
4. METAMORFISMO	91
4.1 -Introdução	91
4.2 - Situação Geológica	92
4.3 - Petrografia e Química Mineral.....	93
4.3.1 - Fácies Xisto-Verde.....	99
a) Zona da Clorita.....	99
b) Zona da Granada.....	102
4.3.2 - Fácies Anfibolito.....	108
4.3.3 - Retrometamorfismo	120
4.4 - Estimativas de Pressão e Temperatura	123
4.4.1 –Grade Petrogenética.....	123
4.4.2 - Geotermobarometria	127
a) Considerações Iniciais	127
b) Resultados do THERMOCALC	130
c) Resultados da Geotermobarometria Convencional	133
Condições P-T Escama Inferior (DE).....	135
Condições P-T Escama Intermediária (DE)	136
Condições P-T Escama Superior (DE).....	137
Condições P-T da Escama 1 (DW)	138
Condições P-T da Escama 2 (DW)	138
4.5 – Condições do Auge do Metamorfismo.....	140
4.6 - Relação Metamorfismo vs. Deformação	141
4.6.1 - Padrão Estrutural	143
4.6.2 - Relação Deformação-Metamorfismo	144
4.7 - Trajetórias de Pressão e Temperatura	152
5. GEOCRONOLOGIA Sm / Nd.....	155
5.1 - Introdução	155
5.2 - Situação Geológica	158

5.3 - Descrição das Amostras Estudadas	160
5.4 - Resultados Obtidos	161
a) Estudo de Proveniência.....	163
b) Idades do Metamorfismo.....	165
5.5 - Discussão e Conclusões.....	167
6. OCORRÊNCIAS DE OURO NA ÁREA	170
6.1. - Introdução	170
6.2 – Mineralização Aurífera da Fazenda da Divisa	171
6.2.1 - Situação Geológica	171
6.2.2 - Geologia do Depósito	173
6.3 - Discussão e Conclusões.....	182
6.4 - Outras Ocorrências de ouro.....	183
a) Garimpo do Baú	183
b) Garimpo do Ouro.....	183
7. EVOLUÇÃO GEOLÓGICA.....	185
8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	188

INDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 - Mapa de localização e situação da área estudada.	3
Figura 1.2 - Mapa de lineamentos estruturais obtidos a partir das imagens de radar onde são delimitadas as áreas mapeadas em detalhe.	5
Figura 2.1 - (a) Situação da área estudada em relação a província Tocantins. (b) Esboço geológico da parte sul da Faixa Brasília.	10
Figura 2.2 - Mapa geológico simplificado da região de Tapira - MG	13
Figura 2.3 - Coluna estratigráfica do domínio Leste.	15
Figura 2.4 - Fotografia de afloramento de granada-muscovita xisto da Unidade W1-1 (Ponto T195).	17
Figura 2.5 - Fotografia de granada-muscovita xisto (Unidade W1-1, ponto T193).	17
Figura 2.6 - Fotografia de camadas de quartzito micáceo intercalado em granada-muscovita xisto da Unidade W1-1 (ponto G79).	17
Figura 2.7 - Fotografia de afloramento alterado de granada-muscovita xisto da Unidade W2-1 (ponto T-192).	17
Figura 2.8 - Fotografia de lente de hornblenda-granada-mica xisto incluso no granada-mica xisto (Unidade W2-1, ponto T-191).	17
Figura 2.9 - Fotografia de lente de hornblenda-granada-mica xisto (Unidade W2-1, ponto T-191). ..	17
Figura 2.10 - Fotografia da rocha metaultrabásica intercalado em granada-mica xisto da Unidade W2-1.	18
Figura 2.11 - Fotomicrografia da matriz de rocha metaultrabásica marcada pela presença de serpentina e aglomerados de clorita.	18
Figura 2.12 - Fotografia de afloramento de quartzito micáceo (Unidade W2-2) em forma de cristas ressaltadas no relevo.	18
Figura 2.13 - Fotografia de quartzito micáceo da Unidade W2-2, apresenta cristais de mica e turmalina de até 1cm. (Ponto G82).	18
Figura 2.14 - Fotografia de afloramento de gnaisses da Unidade W2-3.	19
Figura 2.15 - Fotografia demonstrando o aspecto do solo residual que marca a área de ocorrência dos gnaisses da Unidade W2-3.	19
Figura 2.16 - Fotografia mostrando em detalhe banda mesocrática de gnaise da Unidade W2-3. ...	19
Figura 2.17 - Fotografia de amostra de banda mesocrática de gnaise da Unidade W2-3.	19
Figura 2.18 - Coluna estratigráfica do domínio leste.	21
Figura 2.19 - Fotografia de afloramento de quartzo-muscovita xisto (Unidade EI-1, ponto T-674). ..	24
Figura 2.20 - Fotografia de afloramento onde ocorre intercalação de quartzo-muscovita xisto e grafita xisto, com predominância do primeiro em relação ao segundo. (ponto T-672, Unidade EI-1).	24
Figura 2.21 - Fotografia de afloramento de grafita xisto (Unidade EI-2, ponto T-670).	24
Figura 2.22 - Fotografia de afloramento de grafita xisto (Unidade EI-2, ponto T-670).	24
Figura 2.23 - Fotografia de afloramento de quartzo-muscovita xisto (unidade EI-3, ponto T512).	25
Figura 2.24 - Fotografia de afloramento de quartzo-muscovita xisto (unidade EI-3, ponto T515).	25
Figura 2.25 - Fotografia de afloramento de quartzo-muscovita xisto (unidade EI-3, ponto W79). ...	25
Figura 2.26 - Fotografia de de afloramento de quartzito micáceo, que ocorre como lentes no quartzo-muscovita xistos da unidade EI-3 (ponto T59).	25
Figura 2.27 - Fotografia de afloramento de quartzito da Unidade EI-4 (ponto T682) marcado por um proeminente bandamento composicional.	27
Figura 2.28 - Fotografia de afloramento de quartzito da Unidade EI-4 (ponto T340) marcado por um bandamento composicional centimétrico marcado por camadas esbraquiçadas e negras. 27	

Figura 2.29 - Vista em perfil de afloramento de quartzito da Unidade EI-4 (ponto T333) marcado por um bandamento composicional íngreme (paralela à face mais ampla do afloramento) cortado por uma clivagem de crenulação (foliação principal) mergulhando para SW, gerando uma lineação de interseção proeminente.....	27
Figura 2.30 - Afloramento de quartzito da Unidade EI-4 (ponto T338) no qual destaca-se uma lineação mineral marcada por cristais de turmalina.	27
Figura 2.31 - Afloramento de quartzito xisto da Unidade EI-4 (ponto T336) destaca-se os tons róseos, avermelhados e esverdeados típicos desse litotipo alterado. São observados os planos da foliação principal, com mergulhos suaves, e de falhas tardias (D5).	28
Figura 2.32 - Afloramento de granada-grafita xisto da unidade EIn-1, onde é possível observar uma camada decimétrica de quartzito..	30
Figura 2.33 - Afloramento de granada-quartzo-muscovita xisto da unidade EIn-2, no qual destaca-se a coloração cinza esverdeada, e seu aspecto homogêneo..	30
Figura 2.34 - Afloramento de quartzito micáceo que forma camadas métricas intercaladas nos granada-quartzo-muscovita xisto da unidade EIn-2.....	30
Figura 2.35 - Afloramento de granada-grafita xisto da unidade EIn-3, que apresenta uma cor cinza intensa, uma das características desse litotipo. Afloramento T523,	30
Figura 2.36 - Foto do aspecto do relevo nas áreas de ocorrência das rochas da unidade EIn-3. Nestas áreas é comum a presença de cristas alinhadas destacadas no relevo.....	30
Figura 2.37 - Aspecto de afloramento dos xistos da unidade EIn-3 (ponto T262), onde observa-se um bandamento milimétrico de camadas quartzosas e grafitosas.....	30
Figura 2.38 - Afloramento da unidade EIn-3, mostrando intercalação decimétricas de camadas tabulares de granada-grafita xisto e quartzitos.....	31
Figura 2.39 - Afloramento de granada-grafita xisto da unidade EIn-3 (ponto CS-03), onde ocorrem camadas decimétricas com granadas que atingem em média 1cm e perfazem mais de 30% do valor modal da rocha.	31
Figura 2.40 - Aspecto de afloramento dos granada-mica xistos da unidade EIn-4, marcada pelo cor cinza esverdeada, com freqüência ocorrem veios de quartzo centimétricos.	31
Figura 2.41 - Amostra de granada-mica xistos da unidade EIn-4, apresentando cor cinza esverdeada, neste caso, apresenta aspecto homogêneo. Contêm porfiroblastos de granada e cloritóide.....	31
Figura 2.42 - Afloramento em planta de rochas da unidade EIn-4, onde observa-se uma intercalação decimétrica de granada-mica xisto e granada quartzitos (ver Fig. 2.43).	31
Figura 2.43 - Afloramento em planta de granada quartzito (unidade EIn-4) exibindo um bandamento centimétrico evidenciado pela alternância de cores. Ocorrem cristais milimétricos de granada, dispersos na matriz da rocha.	31
Figura 2.44 - Afloramento de quartzito da unidade EIn-5, onde destaca-se um bandamento composicional de escala centimétrica definido pela alternância de camadas quartzosas e micáceas.....	33
Figura 2.45 - Afloramento das rochas da unidade EIn-5, apresentando um bandamento decimétrico de quartzitos micáceos, quartzo xistos e muscovita xistos.....	33
Figura 2.46 - Relevo acentuado da serra de Campo Alegre gerado pela alta resistência das rochas da unidade EIn-5 ao intemperismo, o que é de grande utilidade na cartografia geológica.	
Figura 2.47 - Afloramento de quartzo-xistos intercalado a muscovita xisto e quartzitos micáceos definindo um bandamento composicional de escala centimétrica (Unidade EIn-5). Foto obtida no ponto T-95, situado na Serra do Campo Alegre a ~12k m a SE de Tapira. Foto em planta.	33
Figura 2.48 - Afloramento de granada-muscovita xisto da unidade ES-1. Apresenta coloração cinza esverdeada, sendo marcado por um bandamento milimétrico a centimétrico de bandas quartzosas e micáceas.....	34

Figura 2.49 - Afloramento de granada-muscovita xisto da unidade ES-1. marcado por um bandamento milimétrico de bandas quartzosas e micáceas.....	34
Figura 2.50 - Coluna estratigráfica do domínio sul. Os valores ao lado da coluna indicam a espessura de cada unidade em metros, que devido a deformação correspondem a uma espessuras aparentes.....	35
Figura 2.51 - Aspecto do alto topográfico da Serra da Canastra, gerado pela alta resistência dos metarenitos da unidade S-3 (DS).....	37
Figura 2.52 - Aspecto de afloramento de metarenito da unidade S-3 (DS ponto T274), no qual é possível observar um bandamento composicional definido pela alternância de camadas quartzosas e quartzo-micáceas.....	37
Figura 2.53 - Fotomicrografia de metarenito da unidade S-3 (DS, ponto S156) que apresenta os grãos sedimentares parcialmente preservados.	37
Figura 2.54 - Afloramento de metarenitos da unidade S3. Onde podem ser observadas marcas onduladas, sobre o acamamento sedimentar preservado.	39
Figura 2.55 - Afloramento de metaconglomerado da unidade S-3..	39
Figura 2.56 - Fotomicrografia da matriz de metaconglomerado da unidade S-3.	39
Figura 2.57 - Afloramento em perfil de quartzo-muscovita xisto da unidade S-4 com lentes milimétricas a centimétricas de quartzito.	40
Figura 2.58 - Esquema comparativo ilustrando a correlação das rochas das escamas intermediária e inferior do domínio leste e 2 do domínio oeste.....	42
Figura 2.59 - Desenho ilustrativo apresentando uma plataforma continental de margem passiva, onde as unidades dos vários domínios e escamas são separadas em fácies de plataforma proximal, plataforma distal e talude continental.	43
Figura 3.1a - Afloramento de quartzito da escama intermediária (DE) apresentando a foliação composta S0 // S1 // S2 em alto e a foliação S4 em baixo ângulo.....	53
Figura 3.1b - Afloramento de quartzo-xistos da escama intermediária (DE, ponto CA-4). Onde são descritas dobras apertadas a isoclinais da fase D2.	53
Figura 3.1c - Afloramento de granada-mica xisto, escama intermediária (DE, ponto G105), apresenta dobras apertadas intrafoliais relacionadas à fase D2.	54
Figura 3.1d - Afloramento de granada-mica xisto, escama intermediária (DE, ponto T244), apresenta dobra apertada relacionada à fase D2.	54
Figura 3.2 - Fotomicrografia de quartzo-mica xisto da escama inferior (DE, ponto G135), onde ocorrem dobras isoclinais cujo plano axial coincide com o plano definido pela foliação S2. As dobras são desenhadas pela xistosidade S1 que é definida por muscovita, grafita, opacos e quartzo. Todo o conjunto é afetado pela clivagem de crenulação em baixo ângulo S4, definida pela reorientação de muscovita e, principalmente, pela recristalização de quartzo.....	55
Figura 3.3 - Estereograma dos planos medidos de S2c.....	56
Figura 3.4 - Fotomicrografia de granada mica xisto da escama intermediária (DE). Apresenta o aspecto da xistosidade S1 marcada pela orientação de muscovita e opacos	57
Figura 3.5 - Fotomicrografias de granada mica xisto da escama intermediária (DE). Na Figura (a) pode ser observada a relação entre a xistosidade S1, com S0 e com a clivagem de crenulação S2. A Fotomicrografia (b) mostra o aspecto detalhado desta relação.	57
Figura 3.6 - Afloramento de muscovita xisto da escama intermediária (DE ponto T-103). Onde a foliação S2c possui mergulho íngreme, e é cortada por uma foliação em baixo ângulo relacionada à fase D4.	58
Figura 3.7 - Afloramento de quartzo xisto escama intermediária (DE ponto CA-02). Apresenta uma xistosidade em alto ângulo (S2c) cortada por uma clivagem de crenulação em baixo ângulo (S4).....	59
Figura 3.8 - Fotomicrografia de quartzo xisto da escama intermediária (DE, ponto T-95), onde observa-se uma xistosidade íngreme definida pela orientação de moscovita (S2c) dobrada e	

cortada por uma foliação sub-horizontal (S4) paralela ao plano axial das micro-dobras. S4 é definida principalmente pela trama de quartzo recrystalizado.....	59
Figura 3.9 - Afloramento de quartzo xisto da escama intermediária (DE, ponto T392), onde observa-se o bandamento composicional (S0) paralelo a uma xistosidade que é evidente principalmente nas camadas micáceas. Também são reconhecidas dobras isoclinais intrafoliais referentes à fase D4. Nas charneiras destas dobras é possível reconhecer que a xistosidade dobrada corresponde à foliação S2c, que é localmente preservada.	59
Figura 3.10 - Mapa Braquissinformal Campo Alegre	61
Figura 3.11 - Estereogramas dos planos axiais (a) e dos eixos (b) das dobras D3.....	62
Figura 3.12 - Perfil geológico construído na parte central da área estudada.....	63
Figura 3.13 - Afloramento de quartzito intercalado a camadas de mica xisto da escama intermediária (DE ponto T-292), na região de charneira Braquissinforma da Limeira, onde a envoltória de S2c apresenta mergulho suave. Neste local ocorrem dobras da fase D3 definidas pela foliação S2c.....	65
Figura 3.14 - Foto em detalhe de afloramento de quartzito com intercalação de mica xisto da escama intermediária (DE ponto T-292) na qual pode ser visto a zona de charneira de uma dobra D3, definida pela foliação S2c.	65
Figura 3.15 - Afloramento de mica xisto da escama intermediária (DE ponto T-304) marcado por uma dobra mesoscópica da fase D3 definida pela xistosidade S2c.....	65
Figura 3.16 - Exemplo de dobra da fase D4 em escala mesoscópica, de afloramento de quartzomuscovita xisto (escama inferior DE, ponto S-60). A dobra é definida pela foliação S2c que é marcada pelo bandamento composicional e por xistosidade..	67
Figura 3.17 - Exemplo de dobra D4 em escala mesoscópica em quartzitos da escama intermediária (DE ponto CA-30). As dobras D4 são apertadas, com plano axial sub-horizontal, sendo marcadas pela foliação S2c	67
Figura 3.18 - Estereogramas dos eixos das dobras D4 (a) e da lineação de interseção entre S2c e S4 (b).....	67
Figura 3.19 - Estereograma da foliação S4 para toda a área estudada.....	68
Figura 3.20 - Fotomicrografia de quartzo xisto da escama intermediária (DE ponto T-95). Ocorre um bandamento composicional marcado pela intercalação de bandas quartzosas e micáceas, paralela ao qual ocorre uma xistosidade definida pela orientação preferencial de muscovita (S2c). Também é possível diferenciar a clivagem S4 que é paralela ao plano axial das microdobras.	69
Figura 3.21 - Fotomicrografia de muscovita xisto da escama intermediária (DE ponto T-100) onde são observadas duas foliações. A primeira (S2c) é marcada pela orientação preferencial de palhetas de muscovita, grafita e opacos. A segunda (S4) é reconhecida pela reorientação de muscovita e opacos para planos paralelos ao plano axial das crenulações, tornando-se mais destacada por zonas ricas em opacos produzidos por processos de dissolução por pressão. ..	69
Figura 3.22 - Fotomicrografia de quartzo xisto da escama intermediária (DE ponto CA-25), onde é possível observar o bandamento composicional definido pela intercalação de bandas quartzosas e micáceas. Paralelo a uma xistosidade definida pela orientação preferencial de muscovita e opacos, estas duas foliações marcam a S2c (S0 / S2). Também ocorre uma foliação marcada pela orientação preferencial de quartzo, associada à fase D4 (S4).	69
Figura 3.23 - Fotomicrografia de quartzito (DS, ponto S-159) onde a foliação S4 é marcada por uma matriz fina de mica branca e quartzo e pelo alongamento de clastos de quartzo, devido aos processos de dislocation creep e dissolução por pressão.	70
Figura 3.24 - (a) Esquema apresentando o padrão de desenvolvimento da clivagem de crenulação S4, em relação a uma camada centimétrica de quartzito. (b) Fotomicrografias apresentando situações de desenvolvimento da crenulação S4 em rochas similares às mostradas em (a).....	71
Figura 3.26 - Afloramento de granada-mica xisto escama 1 (DW ponto T193), em corte orientado paralelo a lineação de estiramento da fase D4. Ocorrem porfiroblastos de granada com	

- sombras de pressão assimétricas e vênulas de quartzo de forma sigmoidal, que indicam sentido de transporte de topo para SE. 73
- Figura 3.27** - Foto em detalhe de afloramento de gnaiss da escama 2 (DW ponto T-224), na qual destacam-se porfiroclastos de feldspatos, alguns apresentando franjas de recristalização assimétricas, a maioria indicando sentido de transporte de topo para SE. 73
- Figura 3.28** - Afloramento de granada-mica xistos da escama 1 (DW ponto T-194) apresentando a xistosidade S4 bem marcada em torno das segregações de quartzo, que (na parte central da foto) apresenta forma sigmoidal, cuja assimetria indica um transporte de topo para SE. 73
- Figura 3.29** - Fina camada de mica xisto boudinada em quartzito micáceo na escama 2 (DW ponto G-81), a foliação oblíqua interna dos boudins indicam transporte de topo para SE. 74
- Figura 3.30** - Fotomicrografia de granada quartzito, escama intermediária (DE, ponto CA16), apresentando matriz quartzosa, na qual ocorrem porfiroblastos de granada, cuja assimetria das suas sombras de pressão indicam sentido de transporte de topo em direção a sudeste. 74
- Figura 3.31** - Fotomicrografia de quartzito da escama intermediária (DE, ponto T-100). Apresenta uma trama de quartzo recristalizada oblíqua à xistosidade S4. Também reconhece-se porfiroclastos de muscovita com arranjos em forma de peixe (mica fish). Ambas as estruturas indicam sentido de transporte tectônico de topo para sudeste. 74
- Figura 3.32** - Fotomicrografia de quartzito da escama intermediária (DE, ponto W117). Apresenta uma trama de quartzo recristalizada na qual identifica-se agregados de muscovita e cloritóide em arranjos sigmoidais que indicam sentido de transporte tectônico de topo para sudeste. 75
- Figura 3.32** - Afloramento de filito (Grupo Bambuí, ponto W-241), apresentando crenulações relacionadas à fase D5, são suaves sem foliação plano axial relacionada, o eixo apresenta mergulhos suaves em direção a SE (S50E/07). O plano axial da foliação das crenulações é orientado em N50W/90. 75
- Figura 3.33** - Estereogramas de elementos estruturais relacionados à fase D5 para toda a área estudada. (a) plano axial das crenulações D5 (isolinhas de 2, 4 e 6%). (b) eixo das crenulações D5 (isolinhas de 3, 5, 7 e 9%). 76
- Figura 3.34** - Afloramento de quartzo xisto da escama 2 (DW ponto G81), onde observa-se uma dobra aberta e normal da fase D5. Esta dobra uma dobra apertada da fase D4, formando um padrão de interferência do tipo laço. 77
- Figura 3.35** - Afloramento de quartzito bandado do domínio sul (ponto W212), apresentando uma dobra recumbente da fase D4 redobrada por uma dobra aberta e inclinada da fase D5, formando um padrão de interferência do tipo laço. É observada uma clivagem de crenulação plano axial (S5). 77
- Figura 3.36** - Exemplo de dobra da fase D4 de escala mesoscópica, de afloramento de quartzo xisto (escama intermediária DE, ponto G-105). Nesta foto é possível visualizar um bandamento composicional (S0) paralelo a uma xistosidade (S2c). Observa-se uma clivagem de crenulação (S4) em posição plano axial que, por sua vez é afetada, por dobras abertas relacionadas à fase D5. 77
- Figura 3.37** - Afloramento de granada-muscovita xisto da escama intermediária (DE ponto G-119), apresentando clivagem de crenulações relacionadas à fase D5. A foliação S3 apresenta mergulhos suaves sendo transpostas em alguns planos paralelos a S4. 78
- Figura 3.38** - Composição colorida de imagem de satélite (LANSAT TM) bandas 3, 4 e 7, de parte da área estudada onde são delimitadas as zonas de cisalhamento transcorrentes da fase D5. 80
- Figura 3.39** (a) Mapa geológico-estrutural da parte noroeste da área estudada modificado de Luvizotto (2000). (b) Perfil A-B construído a partir dos dados constantes no mapa geológico da parte noroeste da área estudada, modificado de Luvizotto (2000). 82
- Figura 3.40** - Estereogramas de S2c (a) e S4 (b) para a região noroeste da área estudada que apresenta forte influência da ZC Alto Araguaí. 83

Figura 3.41 - Bloco diagrama da região afetada pela Zona de Cisalhamento Alto Araguari. Nele encontra-se ilustrado esquematicamente o comportamento de S2ce S3 em relação a zona de cisalhamento.	83
Figura 3.42 - Afloramento com intercalação de quartzito e mica xisto da escama intermediária (DE ponto T-295). Apresenta dobras abertas e inclinadas relacionadas à fase D6.....	84
Figura 3.43 - Afloramento de granada-grafita xisto da escama intermediária (DE ponto CA60), apresentando crenulações abertas e inclinadas relacionadas à fase D6.....	84
Figura 3.44 - Estereogramas dos elementos estruturais relacionados a fase D6. Em (a) eixo e em (b) plano axiais das dobras e crenulações.....	85
Figura 3.46 - Blocos diagramas esquemáticos apresentados à evolução das estruturas na região de Tapira.....	87
Figura 4.1 - Mapa de minerais índices e associações minerais diagnósticas relacionados ao metamorfismo principal.....	94
Figura 4.2 - Comparação entre a textura e granulação das rochas de diferentes escamas.	96, 97
Figura 4.3 (a) Fotomicrografia de metarenito micáceo da zona da clorita (DS ponto S159), possui uma matriz fina de quartzo e mica branca que envolve clastos de quartzo, com forma sedimentar preservada. (b) Fotomicrografia de mica xisto (escama inferior [DE], ponto G29) na qual é evidenciado um bandamento composicional dado pela alternância de bandas micáceas e quartzosas. (c) Fotomicrografia de quartzo-muscovita xisto da parte sul da área estudada (escama inferior [DE], ponto S76), no qual ocorre quartzo, muscovita, opacos e clorita e por porfiroclastos de plagioclásio, que ocorre preferencialmente nos domínios micáceos. (d) Fotomicrografia da matriz de clorita-muscovita xisto da parte sul da área estudada (escama inferior [DE], ponto S73) composta por clorita, muscovita, quartzo e plagioclásio (d1 polarizadores paralelos e d2 cruzados). (e) Fotomicrografia de clorita-muscovita xisto (escama inferior [DE], ponto S71) onde ocorre um porfiroclasto de plagioclásio, apresentando forma arredondada e inclusões desordenadas.....	100
Figura 4.4 - Diagrama triangular para classificação de feldspatos, onde estão plotadas análises de plagioclásio das amostras situadas na zona da clorita (fácies xisto verde).....	100
Figura 4.5 – (a-b) Fotomicrografias de quartzo-muscovita xisto da zona da clorita (escama inferior [DE], ponto W79), apresentando a associação mica branca, quartzo, clorita, cloritóide, grafita (matéria carbonosa) e granada. (c) Perfil composicional de granada dessa amostra.	102
Figura 4.6 (a) Aspecto de granada-mica xisto (unidade EIn5 [DE], ponto T250). Apresenta matriz com textura granolepidoblástica e porfiroblastos de granada. (b) Fotomicrografia de granada-mica xisto (unidade EIn5 [DE], ponto CA53), exibindo um porfiroblasto de granada, com inclusões orientadas de opacos definindo uma foliação interna. O porfiroblasto está circundado por uma matriz composta por muscovita, biotita e quartzo. (c) Fotomicrografia de granada-mica xisto (unidade EIn5 [DE], ponto CA53), marcada por uma matriz composta por muscovita e opacos circundado porfiroblastos de albita, que possuem trilhas de inclusões de opacos, definindo uma foliação interna. (d) Fotomicrografia de granada-mica xisto (unidade EIn5 [DE], ponto CA53), na qual ocorre uma matriz composta por quartzo e muscovita, também ocorrem porfiroblastos de biotita. (e) Aspecto de afloramento de cloritóide-granada-grafita-mica xisto (unidade EIn4 ponto T144), onde se observa um bandamento milimétrico marcado por camadas quartzosas e grafitosas. (f) Fotomicrografia de granada-grafita-mica xisto marcado por uma textura granolepidoblástica porfiroblástica composta por muscovita, quartzo, clorita e grafita, exibindo porfiroblasto de cloritóide de aproximadamente 1 cm com inclusões de quartzo, ilmenita, grafita e mica branca.	103
Figura 4.7 (a) Afloramento de granada quartzito, onde se observa porfiroblastos de granada, dispersos na matriz quartzosa. (b) Fotomicrografia de granada quartzito, apresentando porfiroblasto de granada com forma esquelética.	104
Figura 4.8 - Perfis composicionais de granadas da fácies xisto verde zona da granada, em (a) granada do ponto CA-62 (DE), em (b) granada do ponto T-255.	106

Figura 4.9 - Diagrama triangular para classificação de feldspatos, onde estão plotadas 18 análises realizadas em diversas amostras situadas na zona da granada - fácies xisto verde. Os dados numéricos são apresentados no Anexo 5.	107
Figura 4.10 - Fotomicrografia de granada-quartzo-mica xisto da escama superior (DE, ponto T-127). Apresenta textura granolepidoblástica porfírica.	109
Figura 4.11 - Fotomicrografia de granada-mica xisto da escama superior (DE, ponto T-176).	109
Figura 4.12 - Fotomicrografia de granada-mica xisto da escama 2 (DW, ponto G583).	109
Figura 4.13 - Fotomicrografia de granada-mica xisto da escama 2 (DW, ponto G583).	110
Figura 4.14 - Fotomicrografia de hornblenda-granada-mica xisto escama 2 (DW, ponto T191).	110
Figura 4.15 - Fotomicrografia mostrando em detalhe a relação textural entre granada, muscovita, plagioclásio, clorita, biotita, quartzo e hornblenda, em amostra de hornblenda-granada-mica xisto (DW, ponto T191).	110
Figura 4.16 - Perfil composicionais de granadas das rochas situadas na fácies anfibolito em (a) amostra T44, proveniente da escama superior (DE). (b) amostra T582, da escama 2 (DW). ...	112
Figura 4.17 - Análises de química mineral em granada da fácies anfibolito (ponto T-191) dispostos em perfil.	113
Figura 4.18 - Diagrama triangular para classificação de feldspatos, onde estão plotadas os grãos analisados para as amostras aos granada-mica xistos da fácies anfibolito.	114
Figura 4.19 - Fotomicrografias apresentando plagioclásios zonados, presentes em algumas amostras da escama superior (DE).	115
Figura 4.20 - Diagrama de classificação de anfibólios (Leake et al. 1997) onde estão plotadas as análises de química mineral realizados em anfibólios associados a hornblenda-granada-mica xistos da escama 2 (DW, pontos G83 e T191).	116
Figura 4.26 - (a) Fotomicrografia de granada-mica xisto (ponto T176, escama superior [DE]) apresentando porfiroblasto de granada parcialmente transformado para clorita, que se dá preferencialmente ao longo de bordas e fraturas da granada. (b) Fotomicrografia de granada mica xisto (ponto CA-53, escama intermediária [DE]), ilustrando a transformação de biotita para clorita. (c) Fotomicrografia de gnaiss (ponto T224, escama 2 [DW]) na qual podem ser observados diversos cristais de plagioclásio intensamente saussuritizados, envoltos por uma matriz quartzosa. (d) Fotomicrografia de hornblenda-granada-mica xisto da escama 2 (DW, ponto T191) onde é ilustrada a ocorrência de duas fases de plagioclásio, a primeira relacionada ao metamorfismo principal e a segunda ao retrometamorfismo D4. (e) Fotomicrografia de grafita-quartzo-mica xisto da escama 1 (DW, ponto 203), na qual ocorre um porfiroblasto de cloritóide parcialmente transformado para clorita, muscovita e quartzo. (f) Fotomicrografia de quartzo-mica xisto da escama intermediária (DE, ponto T99) no qual ocorre agregados de muscovita envolvendo núcleos de cianita.	121
Figura 4.28 - Grade petrogenética baseadas em reações calibradas empírica ou experimentalmente, na qual estão plotadas os campos de estabilidade das associações minerais identificadas na área estudada.	124
Figura 4.29 - Grade P-T proposto por Spear & Cheney (1989), no qual são traçados contornos de Fe/(Fe + Mg) em granadas em função da pressão e da temperatura.	126
Figura 4.30 - Mapa Geológico simplificado, no qual estão plotados os pontos nos quais foram estimadas as condições de pressão e temperatura.	128
Figura 4.31 - Coluna estratigráfica apresentando a distribuição das amostras e as estimativas de pressão e temperatura.	129
Figura 4.32 - Exemplo do método utilizado para o cálculo das condições de P-T utilizando-se a amostra G107.	136
Figura 4.33 - Diagrama P-T onde estão plotadas as condições de pressão e temperatura estimadas com base em observações petrográficas, grade petrogenética, THERMOCALC e geotermobarometria convencional.	142

Figura 4.34 - Exemplos de porfiroblastos com trilhas de inclusão, que são orientadas definindo uma foliação interna, que apresenta um padrão reto no centro, passando a suavemente ondulado nas bordas.	145, 146
Figura 4.35 - Aspecto em lâmina de granada-mica xisto (DE ponto CA53), onde pode ser observada uma xistosidade contínua em posição íngreme. Esta xistosidade é afetada por uma deformação que gera dobras com plano axial em baixo ângulo.....	148
Figura 4.36 - Aspecto em lâmina de granada-mica xisto (DE ponto T625), apresenta a clivagem de crenulação (S2) em alto ângulo, cortada por outra clivagem de crenulação em baixo ângulo (S4).....	149
Figura 4.37 - Diagramas nos quais são listados os principais minerais metamórficos e a sua relação com as fases de deformação identificadas.	151
Figura 4.38 - Gráficos composicionais de granada com os contornos de Xpiropo e Xgrossulária segundo Spear (1995).....	153
Figura 4.39 - Ilustração de possíveis trajetórias PTt para as rochas da região de Tapira.....	154
Figura 5.1 - Mapa Geológico simplificado da região de Tapira, no qual estão plotados os pontos onde foram realizadas análises geocronológicas pelo método Sm / Nd.....	157
Figura 5.2 – Histograma para os valores de idade modelo das amostras das várias escamas identificadas na região de Tapira.....	163
Figura 5.3 – Característica isotópicas de Nd das amostras das várias escamas identificadas na região de Tapira.....	163
Figura 5.4 - Diagrama isocrônico Sm-Nd para a amostra T127 situada na escama superior (DE)..	166
Figura 5.5 - Diagramas isocrônicos Sm-Nd para rocha total (RT) e granada (GR), das amostras CS3 ([a] escama intermediária, DE) e W79 ([b] escama inferior DE).	166
Figura 6.1 - Mapas de Localização Geográfica e Geológico da Braquisinformal do Campo Alegre na região de Tapira, MG.....	172
Figura 6.2 - Mapa geológico do depósito de ouro da Fazenda da Divisa e entorno.	174
Figura 6.3 - Comportamento das rochas encaixantes da mineralização aurífera da Fazenda da Divisa, em sub-superfície, reconstituídas através de furos de sonda (Segundo DOCEGEO 1996).	175
Figura 6.4 - (a) Foto de afloramento de clorita-muscovita-quartzo xistos mostrando segregações lenticulares de quartzo sub-paralelos a deformação principal da rocha S4. (b) Foto de afloramento de clorita-muscovita-quartzo xistos onde é possível reconhecer veios de quartzo milimétricos, que em alguns locais definem dobras intrafoliais, cujo plano axial é marcado pela foliação S4. (c-d) Fotomicrografia apresentando o aspecto geral do clorita-muscovita-quartzo xistos. (e) Fotomicrografia de clorita-muscovita-quartzo xistos fora da área mineralizada. (f) Fotomicrografia de clorita-muscovita-quartzo xistos na área mineralizada.	177
Figura 6.5 - (a) Fotomicrografia de veios de calcita dispostos sub-paralelos ou perpendiculares à foliação S5 em quartzo-muscovita-clorita xistos. (b) Fotomicrografia de associação entre calcita, quartzo e pirita em quartzo-muscovita-clorita xisto. (c) Fotomicrografia de quartzo-muscovita-clorita xisto apresentando cristais de pirita sub-paralelos à foliação S4 em quartzo-muscovita-clorita xistos. (d) Fotomicrografia apresentando aspecto detalhado de pirita substituindo o rutilo em quartzo-clorita-muscovita xistos. (e) Fotomicrografia de quartzo-muscovita-clorita xisto apresentando porfiroblastos de pirita com franjas de pressão de quartzo nas bordas. (f) Fotomicrografia de quartzo-muscovita-clorita xisto apresentando porfiroblastos de pirita sub-paralelos à veios de calcita.	178
Figura 6.6 - Relação entre a mineralogia e às fases de deformação na área da Fazenda da Divisa.	180
Figura 6.7 -- Perfis com análise descritiva dos testemunhos de sondagem realizados pela DOCEGEO (1996).....	181

INDICE DE TABELAS

Tabela 2.1 – Principais características petrográficas das rochas do Domínio Oeste. Entre parênteses estão os minerais acessórios.	15
Tabela 2.2 – Principais características petrográficas das rochas do Domínio Leste. Os minerais entre parênteses são acessórios.	22
Tabela 2.3 – Principais características petrográficas das rochas do Domínio Sul. Os minerais entre parênteses são acessórios.	35
Tabela 3.1 - Correlação e características das fases de deformação nos segmentos de Passos, Araxá e Tapira na porção meridional da Faixa Brasília.	89
Tabela 4.1 - Lista de abreviações.....	93
Tabela 4.2 – Distribuição dos minerais metamórficos através das zonas minerais. Os dados numéricos referem-se a valores de razões químicas obtidas através de química mineral.	98
Tabela 4.3 – Estimativas de P-T obtidas através do THERMOCALC para a amostra T127.	131
Tabela 4.4 – Estimativas de P-T obtidas através do THERMOCALC para a amostra T26.	131
Tabela 4.5 – Estimativas de P-T calculados pelo THERMOCALC para a amostra G83. ..	132
Tabela 4.6 – Estimativas de P-T calculados pelo THERMOCALC para a amostra T191..	132
Tabela 5.1 - Resultados das determinações Sm-Nd obtidas no Laboratório de Geocronologia do IGC/UNB (RT = rocha total).....	162
Tabela 5.2 - Resultados das determinações Sm-Nd obtidas no Laboratório de Geologia Isotópica do CG/UFPA (RT = rocha total; GR = granada; FEL = feldspato).....	162
Tabela 6.1 – Composição química dos sulfetos da amostra FD-2	179

1

INTRODUÇÃO

A orogênese é um dos mais complexos processos tectônicos e sua compreensão tem sido um grande desafio na pesquisa geológica (Burg & Ford, 1997). Uma faixa orogênica representa o registro de certo período geológico envolvendo sedimentação, deformação, metamorfismo e magmatismo, e por isso o estudo de cinturões orogênicos é fundamental para o entendimento destes processos e sua evolução no tempo geológico.

A Faixa Brasília é o produto de um complexo processo de colagem de segmentos crustais oriundos da fragmentação do Supercontinente Rodínia. A porção meridional desta faixa apresenta um complexo padrão estrutural devido a uma tectônica de empurrão vergente para leste, que promoveu a imbricação de distintos domínios litotectônicos, dispostos com orientação aproximadamente NNW, e também a zonas de cisalhamento transversais identificadas ao longo da faixa, algumas posteriores aos empurrões, outras contemporâneas, e muitas delas ainda não estudadas em suficiente detalhe para permitir uma relação temporal adequada.

Em função deste padrão estrutural identifica-se uma compartimentação vertical, marcada pela imbricação de domínios litotectônicos definidos por escamas de empurrão e uma compartimentação longitudinal devida aos truncamentos causados pelas zonas de

cisalhamento transversais. Dessa forma, a estrutura linear de direção NNW da porção meridional da Faixa Brasília, oculta um verdadeiro “quebra-cabeças”, do qual muitas das peças ainda estão por ser reconhecidas e a reconstituição do quadro original está por ser adequadamente realizada. O reconhecimento das diferentes partes deste “quebra-cabeças” depende de levantamentos geológicos envolvendo geologia estrutural, petrologia metamórfica, litogeoquímica, geocronologia e principalmente, mapeamento geológico detalhado.

Esta tese de doutoramento tem por objetivo reconstruir a história geológica da Faixa Brasília na região de Tapira-MG, utilizando para tal, mapeamento litoestratigráfico, estrutural e metamórfico, além de geocronologia Sm/Nd. Pretende-se também caracterizar e situar dentro da história geológica algumas localidades onde foram descritas ocorrências de ouro.

1.1 - LOCALIZAÇÃO DA ÁREA ESTUDADA

A área em estudo (Figura 1.1) situa-se no sudoeste do estado de Minas Gerais, na região compreendida entre as serras da Canastra a sul e da Bocaina a norte, com a cidade de Tapira aproximadamente ao centro. A principal drenagem existente na região é o rio Araguari. Em relação às cartas topográficas do IBGE ocupa partes das Folhas Araxá e Sacramento (1:100.000), Serra da Canastra, Chapadão da Zagaia e Desemboque (1:50.000).

1.2 – MÉTODOS APLICADOS

a) Revisão Bibliográfica

Foram realizados levantamentos bibliográficos em artigos de periódicos, livros textos, teses de doutorado, dissertações de mestrado, além de anais de congressos e simpósios científicos, enfocando a Faixa Brasília e, em especial, a área estudada. Adicionalmente foi empreendida uma atualização nos conhecimentos geológicos dos temas a serem abordados no decorrer do trabalho, tais como: metamorfismo e geotermobarometria de rochas pelíticas; geometria de isogradas; trajetórias P-T em regimes compressivos e extensionais; além de uma revisão sobre regimes deformacionais transpressivos.

Figura 1.1 - Mapa de localização e situação da área estudada.

b) Interpretação de Fotos Aéreas e Imagens de Satélite

Com intuito de delimitar as principais unidades litoestratigráficas e obter um melhor aproveitamento das atividades de campo, foi empreendida uma interpretação de fotografias aéreas e imagens de satélite. Para o desenvolvimento desta atividade foram utilizadas fotografias aéreas do IBC-GERCA, do ano 1979, na escala de 1:25.000, além das fotos da Força Aérea Norte-Americana (USAF) do ano de 1967, na escala de 1:60.000. Na interpretação de imagem de satélite foi utilizada uma composição colorida das bandas 3, 4 e 7 do LANDSAT TM na escala de 1:250.000, datada de 08/1998. Adicionalmente foram utilizadas imagens digitais da série “*Brasil Visto do Espaço*” da EMBRAPA em várias escalas, com uma composição colorida com falsa cor das bandas espectrais 3, 4 e 5 datada de 11/06/2001.

c) Trabalhos de Campo

Inicialmente fez-se uma etapa de campo na qual foram reconhecidas as principais rochas e feições estruturais. Partindo-se do conhecimento obtido no reconhecimento regional e da interpretação de imagens de satélite e radar, de fotografias aéreas (Figura 1.2), foram selecionadas quatro áreas-chave para mapeamento detalhado. Duas destas foram estudadas por alunos do curso de graduação do curso de geologia do IGCE/UNESP, onde o autor do presente relatório participou como co-orientador. A primeira situa-se a oeste da área estudada (Área 1 na Figura 1.2), na região da confluência dos Ribeirão do Inferno com o Rio Araguari (Luvizotto 2000). A área 2 foi mapeada por Ferreira (2000), localiza-se na parte central da área estudada, e está compreendida entre o Chapadão da Zagaia e o Rio Araguari. A terceira situa-se no limite sudoeste da área, na borda norte da Serra da Canastra, na região da nascente do rio Araguari. Foi mapeada na dissertação de mestrado de Damásio (2002). O autor da tese tomou parte dos trabalhos de campo e das discussões para elaboração do mapa e texto. Uma quarta área foi mapeada pelo autor do presente trabalho na região da cidade de Tapira. Esta metodologia de mapeamento mostrou-se eficaz, uma vez que os dados levantados em escala de semi-detalle tornaram os trabalhos de integração mais eficazes. Os dados obtidos nos trabalhos de detalhe foram integrados através de caminhamentos regionais, que resultaram em um mapa na escala de 1:100.000 (Anexo 1).

Figura 1.2 - Mapa de lineamentos estruturais obtidos a partir das imagens de radar onde são delimitadas as áreas mapeadas em detalhe.

d) Digitalização da Base Topográfica

A base geográfica composta pelas seguintes cartas topográficas: na escala de 1:100.000 - Araxá (SE-23-Y-C-VI) e Sacramento (SE-23-Y-C-V); na escala de 1:50.000: Serra da Canastra (SF-23-V-A-III-2), Chapadão da Zagaia (SF-23-V-A-III-1) e Desemboque (SF-23-V-A-II-2), todas do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE). Foram digitalizadas através do programa *Autocad* versão 14 da *Autodesk*, e finalizadas pelo *software CorelDRAW* versão 8 da *Corel*.

e) Petrografia e Microtectônica

Foram confeccionadas cerca de 238 lâminas delgadas de amostras representativas das diferentes unidades estratigráficas da área de estudo, visando-se caracterizar mineralogia, grau metamórfico, relações microtectônicas e cinemática. Estas foram estudadas em microscópio petrográfico no laboratório de microscopia do Departamento de Petrologia e Metalogenia do Instituto de Geociências e Ciências Exatas (UNESP).

f) Química Mineral

Algumas das lâminas analisadas petrograficamente foram selecionadas para química mineral, estas foram polidas e metalizadas com carbono. As análises foram obtidas através da microsonda eletrônica da marca Cameca modelo SX50, do Laboratório de Microsonda do IG-UNB; e da microsonda eletrônica da marca JEOL modelo SUPERPROBE JXA-8600 do Laboratório de Microsonda do IGC-USP. Com as seguintes condições de operação: potencial de aceleração 15KV, corrente de 20nA, diâmetro do feixe de 5 μ e o tempo de exposição de 10 segundos. Estes equipamentos possuem quatro espectrômetros para análise no sistema WDS (quantitativo) e um espectrômetro para análise no sistema EDS (qualitativo).

A química dos minerais metamórficos foi determinada em 46 lâminas delgadas de amostras representativas das unidades identificadas na área estudada. Foi analisado um total de 623 pontos, das seguintes fases minerais: anfibólio, biotita, carbonato, clorita, cloritóide, feldspato, granada, moscovita, opacos, turmalina e sulfetos. As fórmulas estruturais destes minerais foram calculadas através dos programas MINFILE v. 5 (Afifi & Essene 1988), MINPET v. 2.02 (Richard, 1995) e THERMOCALC (Powell & Holland 1994).

g) Geocronologia Sm/Nd

O método geocronológico Sm / Nd foi utilizado com o objetivo de individualizar e correlacionar as unidades caracterizadas na área estudada, com as unidades consagradas da Faixa Brasília. Para tal utilizou-se as idades modelo Sm-Nd. Adicionalmente também foi analisada a idade do metamorfismo dos compartimentos individualizados, através de isócronas internas (rocha total, granada e feldspato).

Para o estudo geocronológico Sm / Nd foram selecionadas 10 amostras de várias escamas tectônicas. No domínio leste foram selecionadas rochas da escama 1. No domínio oeste foram selecionadas amostras das escamas inferior, intermediária e superior. Foram separadas exclusivamente amostras que apresentassem assembléias minerais com granada, com vista a caracterização da idade do metamorfismo.

h) Confecção da Tese

Os dados obtidos foram tratados e interpretações, sendo os resultados apresentados no presente volume. Os seis capítulos são apresentados sob a forma de trabalhos expandidos, que após a defesa da tese serão aperfeiçoados e submetidos à publicação em periódicos especializados.

2

GEOLOGIA DA ÁREA

2.1 - INTRODUÇÃO

Embora o conhecimento geológico da porção meridional da Faixa Brasília tenha sofrido um grande avanço nos últimos 20 anos, com contribuições nas mais diversas áreas do conhecimento geológico, como por exemplo os trabalhos de Heilbron *et al.* (1987); Simões *et al.* (1988); Simões & Valeriano (1990); Schrank & Abreu (1990); Pimentel *et al.* (1991, 1992, 1996, 1999, 2001); Valeriano (1992, 1999); Zanardo (1992); Pereira (1992); Morales (1993); Simões (1995); Valeriano *et al.* (1995, 2000); Zanardo *et al.* (1996); Freitas-Silva (1996); Simões & Navarro (1996, 1997); Seer (1999); Seer *et al.* (2001), algumas áreas permanecem carentes de detalhamento geológico. Um destes segmentos é o trecho situado entre as Serras da Bocaina e da Canastra, que inclui a cidade de Tapira. As rochas desta região têm sido atribuídas à zona externa da Faixa Brasília, correspondendo à área tipo do Grupo Canastra, definido por Barbosa (1955).

O primeiro mapa geológico da região na escala de 1:250.000, foi elaborado por Barbosa *et al.* (1970), que estudaram o triângulo mineiro e o sudeste de Goiás. Os contornos geológicos definidos pelos referidos autores foram em linhas gerais mantidos no mapa geológico do estado de Minas Gerais elaborado por Pedrosa Soares *et al.* (1994); e também no mapeamento geológico na escala de 1:100.000 realizado por Seer (1999).

Este trabalho apresenta os resultados obtidos no mapeamento geológico da área situada entre as Serras da Bocaina e da Canastra que engloba a cidade de Tapira, no sudoeste de Minas Gerais. Foi realizado com o objetivo de elucidar as relações tectono-estratigráficas das seqüências metassedimentares consideradas como parte do Grupo Canastra (Barbosa *et al.* 1970; Pedrosa Soares *et al.* 1994; Seer, 1999).

2.2 - SITUAÇÃO GEOLÓGICA

A área estudada situa-se na Faixa Brasília um orógeno colisional produto da interação entre os crátons Amazônico, São Francisco-Congo, e Paraná (Figura 2.1a, Brito Neves & Cordani 1991, Valeriano 1999). Estende-se por mais de 1000 km com direção aproximadamente N-S, ocupando a margem ocidental do Cráton do São Francisco.

Observa-se uma progressiva variação nos padrões estrutural e metamórfico, nas unidades litológicas da Faixa Brasília que são progressivamente mais deformadas e metamórficas em direção a oeste. O grau metamórfico varia de incipiente no domínio cratônico a fácies anfibolito na parte oeste, chegando a granulito em algumas porções. A evolução da deformação e do grau metamórfico reflete uma clara vergência da Faixa Brasília em direção ao cráton do São Francisco que levou à proposição de uma compartimentação (Dardenne 1978, 2000, Simões & Valeriano 1990, Fuck 1994, Valeriano 1999 Figura 2.1b):

- *Zona Externa*, composta de unidades metassedimentares (grupos Paranoá, Canastra, Ibiá e Vazante) e porções do seu embasamento. O metamorfismo é de fácies xisto verde. Predominam as fácies sedimentares correspondentes à margem passiva;
- *Zona Interna*, constituída por sucessões metassedimentares e metavulcanossedimentares incluindo fácies de plataforma distal (predominância de pelitos), de talude e elevação continental (Grupo Araxá), inclui rochas metaultramáficas interpretadas como restos de assoalho oceânico, como por exemplo nas regiões de Abadia dos Dourados (Brod *et al.* 1991), Abadiânia (Strieder & Nilson 1992), e Araxá (Seer *et al.* 2001). O metamorfismo é de fácies xisto verde superior, normalmente atinge a fácies anfibolito, chegando a granulito; os padrões deformacionais são relativamente mais complexos que a zona externa;

Figura 2.1 - (a) Situação da área estudada em relação a província Tocantins. (b) Esboço geológico da parte sul da Faixa Brasília

- *Maciço Goiano* é um fragmento continental formado por terrenos granito-*greenstone* arqueanos e terrenos ortognáissicos paleoproterozóicos recobertos pelo Grupo Serra da Mesa e pelo manto alóctone de metassedimentos atribuídos ao Grupo Araxá (Fuck 1994). A eles se justapõem as seqüências vulcano-sedimentares de Juscelândia, Coitezeiro e Palmeiropolis adjacentes aos complexos máfico-ultramáficos Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava.
- *Arco magmático de Goiás*, definido por Pimentel & Fuck (1992) abrange os terrenos ortognáissicos e as seqüências vulcano-sedimentares Neoproterozóicas expostas entre Sanclerlândia e Bom Jardim de Goiás, de onde se estendem para norte, pelo menos até Mara Rosa e Porangatu. É o testemunho da fase pré-colisional, em que o consumo de litosfera oceânica gerou magmatismo juvenil e híbrido.

Aproximadamente na latitude 16°S ocorre um importante lineamento de direção definido pela inflexão das estruturas da Faixa Brasília de WNW para ESE. Este lineamento, denominado *Megainflexão dos Pirineus*, permite dividir a Faixa Brasília em dois segmentos: Meridional e Setentrional, onde ambos têm uma evolução tectônica similar, porém apresentam características singulares (Strieder 1993; Dardenne 2000).

Segundo Dardenne (2000), no segmento Setentrional a maior parte das unidades sedimentares foi metamorfizada em fácies xisto-verde inferior, assim as relações estratigráficas não foram alteradas, permitindo a reconstrução da paleogeografia e do ambiente de sedimentação. A deformação se restringe a grandes falhas transcorrentes e de cavalgamento que afetam o embasamento e mais localizadamente a cobertura sedimentar. Esta característica se deve ao posicionamento de um bloco granítico-gnaissico em um nível crustal superior, que atuou como um bloco rígido durante a inversão da bacia.

A área de estudo situa-se no segmento Meridional da Faixa Brasília onde a deformação e o metamorfismo foram mais intensos, obliterando as relações estratigráficas entre as várias unidades, estas foram envolvidas em complexo sistema de *nappes* e empurrões com vergência para o cráton. Os contatos entre as unidades geralmente são marcados por falhas de empurrão (Simões & Valeriano 1990; Simões 1995; Valeriano 1999; Dardenne 2000).

2.3 - COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA DA ÁREA

A área em estudo é afetada por falhamentos de diferentes estilos e idades, que justapõem rochas de várias origens e padrões metamórficos, o que conduz a proposição de uma compartimentação em domínios estruturais, para facilitar a descrição da distribuição e de aspectos litológicos, estruturais e metamórficos destes domínios. Foram reconhecidos quatro domínios estruturais separados por zonas de cisalhamento, conforme apresenta o encarte na Figura 2.2 .

O domínio norte (DN) é separado dos domínios oeste e leste por zona de cisalhamento transcorrente com direção WNW, e sentido de cisalhamento sinistral, denominada por Simões & Navarro (1997) de Zona de Cisalhamento da Bocaina (ZC Bocaina). É marcado por uma seqüência psamo-pelítica, que em sua porção superior exhibe uma predominância de quartzitos. O DN foi enfocado por Simões & Navarro (1996) e Seer (1999), e não será detalhado no presente trabalho.

O domínio oeste (DW) é marcado por uma predominância de xistos e quartzitos e contribuições de rochas metamáficas, metaultramáficas e gnáissicas, as quais estão recobertas pelas rochas da bacia do Paraná. Este domínio foi inicialmente reconhecido por Barbosa et al. (1970) e posteriormente por Seer (1999), ambos os trabalhos atribuíram as rochas do domínio ao Grupo Araxá e as descreveram de maneira breve considerando-as indivisas. O limite leste deste domínio é marcado por uma falha transcorrente sinistral, ora denominada Zona de Cisalhamento do Alto Araguari (ZC Alto Araguari), com direção NW e mergulho sub-vertical.

A leste da ZC Alto Araguari ocorre o domínio leste (DE) onde foi identificado um conjunto de três escamas imbricadas tectonicamente por falhas de empurrão. As rochas destas escamas estão dispostas em sinformas e antiformas, e sobrepõem, também por falha de empurrão, as rochas do Grupo Bambuí autóctone. Litologicamente predominam xistos, com intercalações de quartzitos, quartzo xistos e rochas metaultramáficas. As rochas deste domínio são separadas das rochas do domínio sul por uma falha transcorrente sinistral, denominada Zona de Cisalhamento da Canastra (ZC Canastra), que tem direção E-W e mergulho vertical. O domínio sul (DS) é marcado por uma predominância de rochas metapsamíticas com feições sedimentares preservadas. Estas rochas definem o alto topográfico marcado pela Serra da Canastra.

Figura 2.2 - Mapa geológico simplificado da região de Tapira - MG

Baseado nas características litológicas e/ou metamórficas a área estudada foi subdivida em 23 unidades separadas por suas características litológicas e/ou metamórfica (Figura 2.2, ver também Anexo 1). Dentre as rochas estudadas predominam metapelitos com contribuições de metapsamitos, além de rochas metamáficas, metaultramáficas e gnaisses. Nos domínios leste e oeste é possível reconhecer um empilhamento que pode representar a seqüência estratigráfica original em posição normal ou invertida. No entanto, como a deformação mais proeminente é um cisalhamento não coaxial, que muitas vezes é sub-paralelo ao plano de acamamento, é possível que esta situação seja uma falsa estratigrafia.

As espessuras das unidades foram calculadas a partir de perfis perpendiculares a direção dos contatos litológicos. As espessuras calculadas têm o seu valor aparentemente superestimado. Isto se deve a efeitos de dobramento que faz com que planos verticais registrem espessuras aparentes.

2.3.1 - Domínio Oeste (DW)

O mapeamento geológico deste domínio permite individualizar duas escamas tectônicas separadas por falha. Entre ambas são notadas diferenças quanto ao aspecto litológico, já que a escama 1 apresenta um predomínio de rochas pelítico-grafitosas com intercalações de rochas psamíticas, enquanto na escama 2 ocorre um predomínio de rochas pelíticas com intercalações de rochas psamíticas, máficas e ultramáficas além de gnaisses. Também foi observada diferença no padrão metamórfico, visto que na escama 1 o metamorfismo é fácies xisto verde alto e na escama 2 é de fácies anfibolito. Interpreta-se que as rochas da escama 1 estão sobrepostas pelas rochas da escama 2 e que a falha que divide as duas escamas é uma falha de empurrão. Tal interpretação advém da correlação com o DE, já que este domínio apresenta um padrão estrutural similar ao DW. No DE as rochas situadas em fácies metamórficas mais elevadas sobrepõem às de fácies metamórficas menos elevadas e são separadas por falhas de empurrão que apresentam mergulho íngreme devido a dobramento posterior ao seu estabelecimento.

As principais características das unidades descritas no DW são sintetizadas na coluna estratigráfica da Figura 2.3, e suas características petrográficas são ilustradas na Tabela 2.1.

Figura 2.3 - Coluna estratigráfica do domínio Leste.

Tabela 2.1 – Principais características petrográficas das rochas do Domínio Oeste. Entre parênteses estão os minerais acessórios.

Unidade	Litotipo	Textura	Mineralogia	Granulação(mm)
W2-3	Gnaisse	Granoblástica a granolepidoblástica	Quartzo, plagioclásio, k-feldspato, muscovita, biotita, (apatita, zircão, rutilo, titanita e turmalina).	0,2 a 2
W2-2	Quartzo xistos e quartzitos	Granolepidoblástica	Quartzo, muscovita, biotita, granada, oligoclásio (turmalina e opacos).	0,5 a 2
W2-1	Granada-mica xisto	Granolepidoblástica a granoblástica	Muscovita, biotita, quartzo, grafita, granada e oligoclásio (turmalina, opacos e zircão).	0,3 a 2
	Hornblenda-granada-mica xistos	Granolepidoblástica com porfiroblastos de granada	Muscovita, granada, biotita, quartzo, hornblenda, oligoclásio, clorita e epidoto (turmalina, rutilo e opacos)	0,2 a 2
	Anfibolitos	Nematoblástica	Hornblenda, plagioclásio, biotita, epidoto e rutilo	0,1 a 1
	Talco xistos	Lepidoblástica	Talco e mica branca (opacos e rutilo)	0,1 a 1
	tremolita xistos e tremolita–diopsídio xisto	Lepidoblástica a granolepidoblástica	Tremolita, diopsídio, talco, clorita, magnetita, rutilo e carbonato.	0,2 a 2
	Serpentinitos	Lepidoblástica	Serpentina, talco, clorita e opacos.	0,2 a 1
W1-1	Granada-muscovita xisto	Granolepidoblástica com porfiroblastos de granada	Muscovita, biotita, quartzo, grafita, granada, cloritóide, cianita e albita (turmalina e zircão).	0,1 a 0,8

Na escama 1 identificou-se apenas uma unidade (W1-1) representada por granada-muscovita xisto (Figura 2.4), que em algumas porções é grafitoso. Apresenta bandamento centimétrico e vênulas de quartzo concordantes. Ocorrem porfiroblastos de cloritóide, albita e principalmente granada (Figura 2.5). Intercalações de camadas centimétricas a métricas de quartzitos micáceos são observadas com frequência (Figura 2.6).

Na escama 2 foram reconhecidas três unidades, a basal (unidade W2-1) é composta basicamente por granada-mica xistos com freqüentes intercalações centimétricas a métricas de quartzitos, hornblenda-granada-mica xistos, rochas metamáficas e metaultramáficas. Os granada-mica xistos têm granulação grossa, sua principal característica é a presença de porfiroblastos de granada e feldspato que podem atingir 1,5 cm. Esta característica, além do fato de não apresentar grafita, a diferem das rochas da unidade W1-1. Na maioria dos afloramentos este litotipo está alterado apresentando cor rósea a amarelada, e quando menos alterado é esverdeada (Figura 2.7). As intercalações de hornblenda-granada-mica xistos têm cor cinza esverdeada (Figura 2.8), em alguns afloramentos apresenta grande resistência ao intemperismo ressaltando-se em relação à rocha encaixante (Figura 2.9). As rochas metamáficas são representadas principalmente por anfibolitos, que em geral estão muito alterados. Nos afloramentos onde ocorrem frescos são verdes a pretos, são reconhecidos porfiroblastos de anfibólio em uma matriz composta por anfibólio e epidoto.

Também associada a esta unidade ocorrem intercalações métricas de rochas metaultramáficas, tais como serpentinitos, talco xisto, clorita xisto, tremolita xisto e tremolita-diopsídio xistos. Uma dessas ocorrências foi citada por Barbosa *et al.* (1970). Neste local encontram-se serpentinitos associados a clorita xisto, com uma matriz fina a média de cor esbranquiçada, imersa na qual ocorrem porfiroblastos de cor vermelha (Figura 2.10), que ao microscópio revelam ser clorita, pseudomorfoseando cristais de olivina ou piroxênio (Figura 2.11). Na década de 90 foi implantada uma lavra de rocha ornamental nesta ocorrência, que atualmente está abandonada.

Em direção a oeste tornam-se freqüentes intercalações decimétricas a métricas de quartzito micáceo e quartzo xisto, marcando a transição para a unidade W2-2 caracterizado pelo predomínio destas rochas sobre os granada-mica xistos. As rochas desta unidade formam cristas alinhadas destacando-se no relevo (Figura 2.12). São

Figura 2.4 - Fotografia de afloramento de granada-muscovita xisto da Unidade W1-1 (Ponto T195).

Figura 2.5 - Fotografia de granada-muscovita xisto (Unidade W1-1,ponto T193).

Figura 2.6 - Fotografia de camadas de quartzito micáceo intercalado em granada-muscovita xisto da Unidade W1-1 (ponto G79).

Figura 2.7 - Fotografia de afloramento alterado de granada-muscovita xisto da Unidade W2-1 (ponto T-192).

Figura 2.8 - Fotografia de lente de hornblenda-granada-mica xisto incluso no granada-mica xisto (Unidade W2-1, ponto T-191).

Figura 2.9 - Fotografia de lente de hornblenda-granada-mica xisto (Unidade W2-1, ponto T-191).

Figura 2.10 - Fotografia da rocha metaultrabásica intercalado em granada-mica xisto da Unidade W2-1.

Figura 2.11 - Fotomicrografia da matriz de rocha metaultrabásica marcada pela presença de serpentina e aglomerados de clorita.

Figura 2.12 - Fotografia de afloramento de quartzito micáceo (Unidade W2-2) em forma de cristas ressaltadas no relevo.

Figura 2.13 - Fotografia de quartzito micáceo da Unidade W2-2, apresenta cristais de mica e turmalina de até 1cm. (Ponto G82).

compostas predominantemente por quartzitos e por quartzos xistos que são esbraquiçados a esverdeados (Figura 2.13) e possuem granulação grossa. Apresentam com frequência quartzo, muscovita e turmalina com dimensões superiores a 5 mm. Em direção ao topo da seqüência os quartzitos tornam-se progressivamente mais ricos em feldspato sugerindo uma passagem para uma sedimentação imatura, caracterizando um contato transicional para os gnaisses que compõe a unidade W2-3.

Os gnaisses são róseos, cinzas ou esbraquiçados. Em muitos afloramentos é reconhecido bandamento composicional, com espessura de 10 cm a 1 metro, dado por camadas leuco e mesocráticas além de pegmatóides (Figura 2.14). A área de ocorrência dessas rochas apresenta um solo residual arenoso de coloração branca, sendo uma

característica muito útil para a cartografia geológica (Figura 2.15). Em detalhe observa-se que os gnaisses são porfiríticos, apresentam uma matriz média a grossa., com porfiroclastos de quartzo, plagioclásio e k-feldspato com mais de 1 cm (Figuras 2.16 e 2.17). Essas rochas são truncadas a oeste pela ZC Canastra.

São duas as possíveis origens para estas rochas: (1) um protólito ígneo, tais como os granitos descritos a norte da área na região de Araxá por Seer (1999); (2) protólito sedimentar, tal como identificado a sul da área, na região de Passos (Simões 1995). A opção por uma das duas origens para as rochas da área estudada deve levar em conta dois aspectos: 1) existe a passagem transicional das rochas metassedimentares para os

Figura 2.14 - Fotografia de afloramento de gnaisses da Unidade W2-3.

Figura 2.15 - Fotografia demonstrando o aspecto do solo residual que marca a área de ocorrência dos gnaisses da Unidade W2-3.

Figura 2.16 - Fotografia mostrando em detalhe banda mesocrática de gnaisse da Unidade W2-3.

Figura 2.17 - Fotografia de amostra de banda mesocrática de gnaisse da Unidade W2-3.

gnaisses; e 2) foram observados vários grãos de zircão e turmalina com bordas arredondadas, adicionalmente alguns grãos de turmalina apresentam um núcleo arredondado e uma borda bem formada, interpretada como metamórfica. Baseado nestes argumentos atribui-se aos gnaisses uma origem sedimentar.

As associações minerais encontradas para as rochas da escama 1 permitem situá-las na fácies xisto verde superior. Já as rochas da escama superior são situadas na fácies anfibolito.

2.3.2 - Domínio Leste (DE)

Neste domínio foi identificado um conjunto de 3 escamas imbricadas tectonicamente separadas por falhas de empurrão, que se sobrepõem também por falha de empurrão ao Grupo Bambuí, conforme ilustra a coluna estratigráfica (Figura 2.18). As características petrográficas das rochas deste domínio são apresentadas na Tabela 2.2.

a) Grupo Bambuí

As rochas desta escama são, em mapa, as que têm ocorrência mais restrita na área estudada, ocorrendo em uma região arrasada, com algumas das cotas topográficas mais baixas da região. Compõem-se por filitos e ardósias com lentes de margas e mármore. Estão separadas das rochas da Escama Inferior por falha de empurrão e das rochas do Domínio Sul pela ZC Canastra. Estas rochas já haviam sido reconhecidas na região por Barbosa *et al.* (1970) e Pedrosa Soares *et al.* (1994) sendo atribuídos ao Grupo Bambuí, denominação esta mantida no presente trabalho, uma vez que para leste estas rochas apresentam continuidade com as rochas que consagradamente são atribuídas a este Grupo.

As rochas são metapelíticas, representadas por filitos finos e ardósias nas quais é reconhecido um bandamento composicional definido por camadas claras e escuras em escala centimétrica a milimétrica, apresentam cor verde clara quando frescos, ou rósea, amarelos e esverdeado quando alterados. As intercalações de mármore são localizadas, têm aparência compacta, com cor cinza-azulado, fazem contato abrupto com os filitos. É reconhecido um bandamento composicional cortado por veios de calcita centimétricos. O mármore é composto basicamente por carbonato além de pequenas quantidades de mica branca.

Figura 2.18 - Coluna estratigráfica do domínio leste.

Tabela 2.2 – Principais características petrográficas das rochas do Domínio Leste. Os minerais entre parênteses são acessórios.

Unidade	Litotipo	Textura	Mineralogia	Granulação(mm)
ES-1	Granada-mica xistos	Granolepidoblástica	Quartzo, muscovita, biotita, clorita, plagioclásio e granada (opacos, turmalina, epidoto, carbonato, zircão e rutilo).	0, 20 a 1,20
EIn-5	Quartzo xistos	Granolepidoblástica	Quartzo e muscovita (opacos, zircão e turmalina).	0,10 a 0,50
	Muscovita xistos	Granolepidoblástica	Muscovita (quartzo, opacos, zircão e turmalina).	0,10 a 1,00
	Quartzitos	Granoblástica	Quartzo (muscovita, opacos, zircão e turmalina).	0,10 a 0,50
EIn-4	Granada-mica xistos	Granolepidoblástica com porfiroblastos de granada e albita.	Muscovita, biotita, grafita, quartzo, granada, albita e opacos (carbonato, turmalina e epidoto)	0,10 a 1,00
	Granada quartzitos	Granolepidoblástica com porfiroblastos esqueléticos de granada.	Quartzo, muscovita, biotita, granada, albita e opacos (turmalina, zircão e opacos).	0,10 a 1,00
EIn-3	Granada-grafita xistos	Granolepidoblástica com porfiroblastos de granada e cloritóide.	Muscovita, quartzo, grafita, granada, biotita, clorita, cloritóide, opacos e albita. (turmalina, ilmenita e rutilo)	0,10 a 1,00
EIn-2	Granada-quartzo-muscovita xistos	Granolepidoblástica com porfiroblastos de granada, albita, cloritóide e carbonato.	Quartzo, muscovita, clorita, grafita, biotita, albita, granada e cloritóide (apatita, turmalina, calcita, zircão e opacos).	0,10 a 0,80
EIn-1	Granada-grafita xistos	Granolepidoblástica com porfiroblastos de granada.	Muscovita, grafita, granada, clorita, plagioclásio, quartzo e biotita (opacos e turmalina).	0,10 a 0,50
EI-4	Quartzitos	Granoblástica	Quartzo e muscovita (grafita, turmalina, zircão e titanita).	0,10 a 0,50
	Quartzo-muscovita xistos	Granolepidoblástica	Muscovita, quartzo e grafita (turmalina, zircão e titanita).	0,10 a 0,50
EI-3	Quartzo-muscovita xistos	Granolepidoblástica	Muscovita, clorita, quartzo, albita e grafita. (pirita, ilmenita, apatita, carbonato, turmalina e zircão).	0,05 a 0,20
EI-2	Grafita-muscovita xistos	Granolepidoblástica	Quartzo, muscovita, grafita e clorita (opacos e turmalina).	0,05 a 0,20
EI-1	Quartzo-muscovita xistos	Granolepidoblástica	Quartzo, muscovita, clorita e albita (grafita, opacos e turmalina).	0,05 a 0,20
Grupo Bambuí	Filitos	Lepidoblástica	Mica branca, clorita, quartzo, carbonato e albita.	0,05 a 0,10
	Mármore	Granolepidoblástica	Carbonato e mica branca	0,05 a 0,10

b) Escama Inferior

As unidades dessa escama afloram em uma faixa contínua desde o oeste da área, onde são truncadas pela Zona de Cisalhamento do Alto Araguari e têm direção NNW-SSE, infletindo para uma direção E-W, a norte da área. Estendem-se em direção ao limite leste com orientação WNW-ESE, onde desenham a zona periclinal da Braquissinforma da Limeira (Anexo 1). Na base desta escama ocorre a Unidade EI-1 composta por quartzo-muscovita xistos, estas rochas são marcadas por um bandamento milimétrico a centimétrico definido pela alternância de bandas quartzosas e micáceas (Figura 2.19). São freqüentes camadas e lentes métricas a decamétricas de quartzitos. As rochas dessa unidade são truncadas pela ZC Bocaina a norte da área (ver mapa geológico Anexo 1). Em direção ao topo da seqüência tornam-se freqüentes e progressivamente mais abundantes as ocorrências de camadas métricas de grafita xisto (Figura 2.20). Quando estas predominam sobre os quartzo-muscovita xistos define-se a Unidade EI-2, que é composta por grafita-muscovita xistos com intercalações de quartzitos micáceos e muscovita-quartzo xistos (Figura 2.21, 2.22). Estas rochas têm a granulação fina, exibem variações na quantidade de quartzo e grafita, e em função disso a cor varia de cinza a esbranquiçada. Em algumas porções essas rochas são classificadas como filitos, pois os cristais de mica são finos não sendo individualizados a olho nu. Os quartzitos apresentam coloração esbranquiçada, granulação fina com pouca muscovita e não preservam a forma de grão sedimentar.

A unidade EI-3 é composta por quartzo-muscovita xistos, que apresentam contato gradacional com as rochas da Unidade EI-2. Embora, não apresente continuidade física em superfície, esta unidade é correlacionada a outra faixa que ocorre a sul da área estudada, elas são correlacionadas por apresentarem as mesmas características litológicas, de afloramento, petrográficas e morfológicas. Dessa forma, a sul esta unidade aflora WNW-ESE que vai da barra do Córrego da Joana (8 km a leste da Vila de Desemboque), onde é limitada pela Zona de Cisalhamento do Alto Araguari. passa por São João Batista da Serra da Canastra, e segue até o limite leste da área onde auxilia na definição da Braquissinforma do Campo Alegre e da Antiformal do Mangue. A sul as rochas da unidade EI-3 são separadas das rochas do domínio sul pela ZC Canastra.

Figura 2.19 - Fotografia de afloramento de quartzo-muscovita xisto (Unidade EI-1, ponto T-674).

Figura 2.20 - Fotografia de afloramento onde ocorre intercalação de quartzo-muscovita xisto e grafita xisto, com predominância do primeiro em relação ao segundo. (ponto T-672, Unidade EI-1).

Figura 2.21 - Fotografia de afloramento de grafita xisto (Unidade EI-2, ponto T-670).

Figura 2.22 - Fotografia de afloramento de grafita xisto (Unidade EI-2, ponto T-670).

Os seus afloramentos em geral são avermelhados, aspecto conferido pela intensa alteração. Nas poucas exposições de rocha não alterada, em drenagens intermitentes, observa-se que estas são cinza escuro a verde claro (Figura 2.23). Possui um bandamento composicional de origem sedimentar, em geral de escala centimétrica (Figura 2.24). Este bandamento é devido a variações na concentração de micas (muscovita e clorita) e quartzo, por vezes grafita e feldspato.

É observada uma variação na composição das rochas do topo e da base desta unidade. No topo as rochas apresentam pouca ou nenhuma grafita e 30 a 35% de albita, já na base ocorre grafita (3-5%) e o plagioclásio passa a 0-5% da rocha. Os cristais de albita, comuns no topo, são porfiroclastos com forma arredondados sendo que em muitos casos ocorrem saussuritizados e/ou sericitizados, indicando que são grãos de origem sedimentar. No topo da unidade observam-se ocorrências localizadas de granada manganésífera, cloritóide e biotita.

Figura 2.23 - Fotografia de afloramento de quartzo-muscovita xisto (unidade EI-3, ponto T512).

Figura 2.24 - Fotografia de afloramento de quartzo-muscovita xisto (unidade EI-3, ponto T515).

Figura 2.25 - Fotografia de afloramento de quartzo-muscovita xisto (unidade EI-3, ponto W79).

Figura 2.26 - Fotografia de afloramento de quartzito micáceo, que ocorre como lentes no quartzo-muscovita xistos da unidade EI-3 (ponto T59).

É freqüente a ocorrência de veios e lentes sigmoidais de quartzo (Figura 2.25), além de camadas e lentes de quartzitos micáceos que variam de centímetros a metros, nas quais observa-se um bandamento centimétrico definido por camadas micáceas e quartzosas (Figura 2.26).

Nesta unidade foram detectadas ocorrências de ouro associadas aos xistos e ao solo, da alteração do xisto. Na parte noroeste da área na Fazenda Garimpo do Ouro, ocorre um pequeno garimpo que foi explorado nas décadas de 70 e 80. O produto explorado era o solo e principalmente a rocha alterada. Um outro garimpo foi identificado na Fazenda do Baú, que na década de 80 foi explorado por garimpeiros, tendo sido lavrados a rocha alterada e aluviões do Rio Araguari. A sul deste garimpo na região da Fazenda Alvorada foi detectada pela DOCEGEO (1996) uma área que apresenta anomalia de ouro associada ao solo. Esta anomalia é da ordem de ppb concentrando-se sobre lateritas e solos provenientes da decomposição dos litotipos da Unidade EI-3.

DOCEGEO (1996) identificou um pequeno depósito de ouro, situado 10 km a leste da Vila de São João Batista da Serra da Canastra, na Fazenda da Divisa. Tal depósito é associado a porções ricas em pirita e veios de carbonato em clorita-muscovita-quartzito xistos, com posterior enriquecimento supérgeno. O depósito foi cubado em 19 toneladas de ouro contido com um teor médio de 0,35 g Au/t.

O topo da sequência tectono-estratigráfica desta escama é marcado por duas expressivas camadas de quartzito, que destacam-se no relevo formando cristas alinhadas, cuja continuidade pode ser observada por dezenas de quilômetros. Estes quartzitos são marcados por um bandamento centimétrico definido pela alternância de camadas claras e escuras (Figuras 2.27 e 2.28). Em vários afloramentos foi observado que estas rochas desenvolvem uma marcante lineação de interseção entre o bandamento composicional e a foliação principal da área (S4) conforme mostra a Figura 2.29, paralela a esta lineação ocorre uma lineação mineral marcada por turmalina (Figura 2.30). Ao microscópio não foi observado nenhum indício de grão sedimentar preservado. As duas camadas de quartzito são separadas por quartzo-muscovita xistos, que na maioria dos afloramentos estão alterados e apresentam uma cor rósea (Figura 2.31), nesta porção é comum a ocorrência de intercalações centimétricas a métricas de quartzito. As camadas de quartzito em conjunto com os quartzo-muscovita xistos foram individualizados como Unidade EI-4, que é separada das rochas da escama intermediária por falha de empurrão, que em muitos casos trunca parte ou toda a unidade, como na região do Córrego do Poção.

Além da faixa situada no centro-norte da área, esta unidade também foi observada na parte sul da área, como uma faixa contínua de direção NW-SE da Serra da Mata Grande, onde define um conjunto de pequenas dobras sinformais e antiformais, até a região da Capela de N. S. da Abadia a leste, sendo aí truncada por falha de empurrão.

A associação mineral muscovita + clorita + quartzo $\pm$ albita permite situar as rochas desta escama na fácies xisto verde inferior (zona da clorita).

Figura 2.27 - Fotografia de afloramento de quartzito da Unidade EI-4 (ponto T682) marcado por um proeminente bandamento composicional.

Figura 2.28 - Fotografia de afloramento de quartzito da Unidade EI-4 (ponto T340) marcado por um bandamento composicional centimétrico marcado por camadas esbraquiçadas e negras.

Figura 2.29 - Vista em perfil de afloramento de quartzito da Unidade EI-4 (ponto T333) marcado por um bandamento composicional íngreme (paralela à face mais ampla do afloramento) cortado por uma clivagem de crenulação (foliação principal) mergulhando para SW, gerando uma lineação de interseção proeminente.

Figura 2.30 - Afloramento de quartzito da Unidade EI-4 (ponto T338) no qual destaca-se uma lineação mineral marcada por cristais de turmalina.

Figura 2.31 - Afloramento de quartzo xisto da Unidade EI-4 (ponto T336) destaca-se os tons róseos, avermelhados e esverdeados típicos desse litotipo alterado. São observados os planos da foliação principal, com mergulhos suaves, e de falhas tardias (D5).

c) Escama Intermediária

As rochas dessa escama ocorrem na parte central da área estudada. Em geral ajudam a marcar dobras de escala quilométrica. Os contatos orientam-se em NW-SE a W-E nos flancos, e nas charneiras numa direção aproximada N-S a NNE-SSW. Esta escama é marcada por uma seqüência de unidades metassedimentares que apresenta contatos gradacionais e/ou transicionais entre si.

Em muitos locais as rochas dessa escama são truncadas por falha de empurrão. Um exemplo pode ser observado na região a norte de São João Batista da Serra da Canastra (Figura 2.2) onde os empurrões da base e do topo truncam todas as unidades desta escama colocando lado a lado rochas das escamas superior e inferior. No interior da escama também são identificadas descontinuidades que tanto podem ser superfícies sedimentares (como por exemplo discordância ou corpos lenticulares) como falhas de empurrão, exemplos desta situação podem ser observados no flanco norte da Braquissinforma do Campo Alegre na região da Fazenda Candonga, a sudeste de Tapira, onde ocorre um ponto tríplice no qual a unidade In-4 é truncada pelas rochas da unidade In-3. Esta situação se repete no flanco sul da estrutura na região da Capela de N. S. da Abadia (a SSE de Tapira).

Na base da sequência estratigráfica desta escama ocorre a Unidade EIn-1 que corresponde a grafita xistos com intercalações decimétricas a métricas de quartzitos micáceos (Figura 2.32). As rochas dessa unidade diferenciam-se das rochas das outras unidades desta escama por serem mais finas, apresentarem maior porcentagem de grafita e também por apresentar menos granada em sua composição. Na margem do ribeirão do Entrecosto (parte centro-norte da área) ocorre uma lente decamétrica de metamargas inclusa nas rochas da unidade EIn-1. A Unidade EIn-2 corresponde a granada-quartzo-muscovita xisto (Figura 2.33), apresenta freqüentes intercalações de quartzitos micáceos (Figura 2.34). Na maioria dos afloramentos estes litotipos estão alterados, exibindo cores que variam de creme a avermelhada, dependendo da quantidade de quartzo. Nos poucos afloramentos onde foram encontrados frescos exibem cores de cinza a cinza esverdeado. É comum a ocorrência de camadas e lentes ricas em grafita. Diferencia-se da unidade EIn-3 por apresentar pouca grafita.

A Unidade EIn-3 é representada por granada-grafita xistos, cinza escuros quando frescos ou cinza médio quando alterados (Figura 2.35). Os solos residuais provindos da alteração desta rocha possuem uma coloração cinza característica, sendo ricos em granada alterada. Os afloramentos se orientam em forma de cristas alinhadas (Figura 2.36). Esta particularidade, que é associada ao alto teor de grafita, os diferencia dos xistos das unidades EIn-2 e EIn-4. apresenta um bandamento composicional centimétrico marcado pela alternância de camadas mais ou menos ricas em grafita. Ocorrem porfiroblastos de cloritóide (Figura 2.37) e principalmente granada, cuja quantidade e tamanho variam de uma porção para outra, desde alguns milímetros e menos de 5% da rocha a 1 cm e mais de 30% da rocha (Figura 2.38). Foram observadas intercalações decimétricas a métricas de quartzitos (Figura 2.39).

Em direção ao topo ocorre a Unidade EIn-4, marcada por granada-mica xistos que quando frescos são esverdeados a acinzentados (Figura 2.40), e róseos, cinzas ou cremes quando alterados. É reconhecido um bandamento milimétrico definido por uma intercalação de bandas quartzosas e micáceas, ocorrem porfiroblastos de granada, albita e cloritóide (Figura 2.41). São comuns intercalações centimétricas a métricas de quartzito (Figura 2.42) que algumas vezes apresentam granadas (Figura 2.43). Também ocorrem intercalações centimétricas a métricas de grafita xistos.

Figura 2.32 - Afloramento de granada-grafita xisto da unidade EIn-1, onde é possível observar uma camada decimétrica de quartzito..

Figura 2.33 - Afloramento de granada-quartzo-muscovita xisto da unidade EIn-2, no qual destaca-se a coloração cinza esverdeada, e seu aspecto homogêneo..

Figura 2.34 - Afloramento de quartzito micáceo que forma camadas métricas intercaladas nos granada-quartzo-muscovita xisto da unidade EIn-2..

Figura 2.35 - Afloramento de granada-grafita xisto da unidade EIn-3, que apresenta uma cor cinza intensa, uma das características desse litotipo. Afloramento T523,.

Figura 2.36 - Foto do aspecto do relevo nas áreas de ocorrência das rochas da unidade EIn-3. Nestas áreas é comum a presença de cristas alinhadas destacadas no relevo.

Figura 2.37 - Aspecto de afloramento dos xistos da unidade EIn-3 (ponto T262), onde observa-se um bandamento milimétrico de camadas quartzosas e grafitosas.

Figura 2.38 - Afloramento da unidade EIn-3, mostrando intercalação decimétricas de camadas tabulares de granada-grafita xisto e quartzitos..

Figura 2.39 - Afloramento de granada-grafita xisto da unidade EIn-3 (ponto CS-03), onde ocorrem camadas decimétricas com granadas que atingem em média 1cm e perfazem mais de 30% do valor modal da rocha.

Figura 2.40 - Aspecto de afloramento dos granada-mica xistos da unidade EIn-4, marcada pelo cor cinza esverdeada, com frequência ocorrem veios de quartzo centimétricos.

Figura 2.41 - Amostra de granada-mica xistos da unidade EIn-4, apresentando cor cinza esverdeada, neste caso, apresenta aspecto homogêneo. Contêm porfiroblastos de granada e cloritóide.

Figura 2.42 - Afloramento em planta de rochas da unidade EIn-4, onde observa-se uma intercalação decimétrica de granada-mica xisto e granada quartzitos (ver Fig. 2.43).

Figura 2.43 - Afloramento em planta de granada quartzito (unidade EIn-4) exibindo um bandamento centimétrico evidenciado pela alternância de cores. Ocorrem cristais milimétricos de granada, dispersos na matriz da rocha.

O topo da seqüência desta escama é marcado pela unidade EIn-5 na qual são observadas intercalações de quartzitos (Figura 2.44) com pacotes de intercalação de quartzito micáceo, quartzo xistos e muscovita xistos (Figura 2.45). Estas rochas geram um relevo acentuado devido a sua alta resistência ao intemperismo, o que faz com que sua continuidade lateral possa ser observada por dezenas de quilômetros, caracterizando-as como boas unidades-guia para cartografia geológica (Figura 2.46). Os quartzitos são compostos basicamente por quartzo, além de muscovita, opacos, zircão e turmalina. Nos quartzos xistos é possível reconhecer um bandamento centimétrico a métrico entre termos pelíticos e psamíticos (Figura 2.47), que é melhor identificado ao microscópio, onde percebe-se que o primeiro é composto por muscovita com quantidades subordinadas de quartzo. No segundo predomina o quartzo, com pouca muscovita..

As associações minerais com muscovita + quartzo + granada $\pm$ biotita + clorita $\pm$ grafita + ilmenita + albita $\pm$ cloritóide $\pm$ turmalina presentes nas rochas desta escama permitem considerar que esta escama situa-se na fácies xisto verde superior (zona da granada).

d) Escama Superior

Esta escama tem distribuição areal restrita ao núcleo da Sinforma do Campo Alegre, porção centro-sul. Distingue-se a unidade ES-1, cujo principal litotipo é granada-mica xisto esverdeado (Figura 2.48), marcado por um bandamento composicional de escala centimétrica a milimétrica, reconhecida pela alternância de bandas quartzosas e micáceas (Figura 2.49). São freqüentes intercalações de camadas métricas a decamétricas de granada-mica-quartzo xisto e xistos feldspáticos que possuem composição similar a do granada-mica xisto variando apenas os teores de quartzo e feldspato respectivamente. Adicionalmente foram observadas lentes métricas a decamétricas de rochas metaultramáficas, distribuídas ao longo do flanco sul da Sinforma do Campo Alegre (Figura 2.2). Os litotipos mais freqüentes são clorita xistos, magnetita-clorita xistos, talco xistos e serpentinitos.

As associações minerais muscovita + quartzo + granada + biotita + clorita + ilmenita + albita + epidoto permitem considerar que as rochas dessa escama situam-se na fácies xisto verde alto (zona da granada). No entanto cálculos termobarométricos (Capítulo 4) indicam que essas rochas situam-se na fácies anfibolito inferior.

Figura 2.44 - Afloramento de quartzito da unidade EIn-5, onde destaca-se um bandamento composicional de escala centimétrica definido pela alternância de camadas quartzosas e micáceas.

Figura 2.45 - Afloramento das rochas da unidade EIn-5, apresentando um bandamento decimétrico de quartzitos micáceos, quartzos xistos e muscovita xistos.

Figura 2.46 - Relevo acentuado da serra de Campo Alegre gerado pela alta resistência das rochas da unidade EIn-5 ao intemperismo, o que é de grande utilidade na cartografia geológica.

Figura 2.47 - Afloramento de quartzos-xistos intercalado a muscovita xisto e quartzitos micáceos definindo um bandamento composicional de escala centimétrica (Unidade EIn-5). Foto obtida no ponto T-95, situado na Serra do Campo Alegre a ~12k m a SE de Tapira. Foto em planta.

Figura 2.48 - Afloramento de granada-muscovita xisto da unidade ES-1. Apresenta coloração cinza esverdeada, sendo marcado por um bandamento milimétrico a centimétrico de bandas quartzosas e micáceas.

Figura 2.49 - Afloramento de granada-muscovita xisto da unidade ES-1. marcado por um bandamento milimétrico de bandas quartzosas e micáceas.

2.3.3 - Domínio Sul (DS)

As rochas que definem o alto topográfico marcado pela Serra da Canastra são parte do domínio sul. Neste domínio predominam rochas metapsamíticas com feições sedimentares preservadas, com metamorfismo em baixo grau (zona da clorita). São separadas das rochas dos domínios leste e oeste pela ZC Canastra. Este domínio apresenta um empilhamento estratigráfico em posição normal conforme indicado por estratificações cruzadas e marcas onduladas preservadas. Os truncamentos observados neste domínio são devido à ZC Canastra, ao longo da qual observa-se de E para W o truncamento de níveis estratigráficos progressivamente superiores. As associações litológicas identificadas neste domínio são ilustradas na Figura 2.50. As principais características petrográficas são apresentadas na Tabela 2.3.

Neste domínio é comum a ocorrência de rochas que apresentam a forma dos grãos arredondados a sub-arredondados, que representa clastos sedimentares preservados, pouco deformados e pouco recrystalizados. Devido a este fato, adota-se para estes litotipos o termo metarenito.

Figura 2.50 - Coluna estratigráfica do domínio sul. Os valores ao lado da coluna indicam a espessura de cada unidade em metros, que devido a deformação correspondem a uma espessuras aparentes.

Tabela 2.3 – Principais características petrográficas das rochas do Domínio Sul. Os minerais entre parênteses são acessórios.

Unidade	Litotipo	Textura	Mineralogia	Granulação metamórfica (mm)
S4	Quartzo-muscovita xisto	Granolepidoblástica	Quartzo, muscovita e clorita (opacos, albita e turmalina).	0,05 a 0,3
S-3	Metarenito	Granoblástica	Quartzo e muscovita. (zircão, opacos e turmalina).	0,05 a 0,3
	Metarenito micáceo	Granolepidoblástico	Quartzo, muscovita, opacos	0,05 a 0,3
	Metaconglomerados	Granoblástica	Quartzo (muscovita, zircão, opacos, turmalina)	0,05 a 0,3
S-2	Metarenito bandados	Granolepidoblástica	Quartzo e muscovita (opacos, turmalina e zircão)	0,05 a 0,3
S-1	Quartzo xistos	Granolepidoblástica	Quartzo, muscovita e clorita (opacos, albita e turmalina).	0,05 a 0,3
	Quartzitos	Granoblástica	Quartzo (muscovita, zircão e turmalina)	0,05 a 0,3

A leste, nas proximidades da Vila de São João Batista da Serra da Canastra, é possível reconhecer as rochas correspondentes à base da seqüência estratigráfica do domínio sul. São quartzos xistos que representam a Unidade S-1. Estas rochas apresentam aspecto bandado com alternância de porções quartzosas e micáceas que marcam o acamamento sedimentar. A sua cor varia de amarela a vermelha arroxeada quando parcialmente alterados, a cinza-esverdeada quando frescos. Ocorrem intercalações métricas a hectométricas de quartzitos, em forma de lentes alongadas de direção WNW-ESE. Estas rochas são compactas, brancas, homogêneas e têm granulação fina e são pouco micáceas.

Em direção ao topo foi individualizada a Unidade S-2 marcada por metarenitos bandados que ocorre como uma fina camada de alongada no sentido WNW-ESE. Estas rochas apresentam contato abrupto com os quartzos xistos da unidade S-1 e com os metarenitos da unidade S-3. A espessura é relativamente igual em toda a sua extensão (~ 50 m). São marcadas por um bandamento composicional, milimétrico a centimétrico, definido pela alternância de bandas psamíticas e pelíticas, onde as primeiras predominam sobre as segundas.

Acima dessas rochas observam-se metarenitos (unidade S-3) que se destacam pelo fato de serem resistentes ao intemperismo, formando paredões e escarpas (Figura 2.51). Apresentam coloração branca, sendo possível em algumas porções reconhecer um bandamento composicional definido por camadas esbraquiçadas que são quartzosas e outras cinza claro que são quartzos-micáceas (Figura 2.52). Em outros locais o bandamento composicional é marcado pela variação granulométrica dos grãos de quartzos (Figura 2.53). Outras estruturas sedimentares, além do acamamento, são raras. Em alguns locais foram observadas marcas de ondas (Figura 2.54), tendo uma feição assimétrica, associada ao acamamento sedimentar. Normalmente nestas rochas os grãos são arredondados a sub-arredondados com contatos pontuais, que são interpretados como grãos com a forma sedimentar preservada (Figura 2.53).

Nos metarenitos são comuns intercalações de lentes métricas a hectométricas de quartzitos micáceos, metaconglomerados e filitos. Os quartzitos micáceos ocorrem sob a forma de camadas com espessura média de 200 m. Devido à menor resistência ao intemperismo, a área de ocorrência destas rochas, forma vales encaixados entre as cristas

Figura 2.51 - Aspecto do alto topográfico da Serra da Canastra, gerado pela alta resistência dos metarenitos da unidade S-3 (DS).

Figura 2.52 - Aspecto de afloramento de metarenito da unidade S-3 (DS ponto T274), no qual é possível observar um bandamento composicional definido pela alternância de camadas quartzosas e quartzó-micáceas

Figura 2.53 - Fotomicrografia de metarenito da unidade S-3 (DS, ponto S156) que apresenta os grãos sedimentares parcialmente preservados.

definidas pelos metarenitos. Apresentam uma granulação média de origem sedimentar e uma matriz metamórfica fina composta por quartzo, micas brancas e opacos. Esta rocha difere dos metarenitos desta unidade por apresentar um maior enriquecimento em micas.

Os metaconglomerados ocorrem em forma de lentes nos metarenitos, com os quais apresenta um contato abrupto. São brancos, com porções amarelas a avermelhadas difusas pela alteração intempérica. A rocha em geral é matriz suportada (Figura 2.55). A matriz é inequigranular (granulação entre 0,01 a 1 mm), com grãos arredondados a sub-arredondados (Figura 2.56). É composta basicamente por quartzo, além de muscovita, zircão, opacos e turmalina em menor quantidade. Os seixos são alongados pela deformação, o tamanho varia de milímetros a centímetros, mas em geral, apresenta tamanho médio de 5 cm, podendo atingir até 35 cm. Os seixos em geral são de quartzo, também ocorrem seixos de quartzitos e metarenitos.

Foi diferenciada uma lente de filitos que ocorre inclusive nos metarenitos. É alongada segundo WNW-ESE. Tem coloração roxa, devido à ação intempérica, sendo bem foliado e quebradiço.

A unidade S-4 é marcada por quartzo-muscovita xistos, possuem coloração esverdeada quando frescos e passam a avermelhados quando alterados, onde é possível observar pequenas placas formadas por agregados de mica que desprendem-se da rocha alterada. Estas rochas apresentam intercalações métricas a centimétricas de quartzitos e quartzo xistos (Figura 2.57). A unidade S4 ocorre em uma faixa que se estende da região a SE da Vila de Desemboque se estende até o limite oeste da área estudada (Figura 2.2). Neste local a ZC Canastra que apresenta uma direção WNW, bifurca-se definindo os limites NE e SW da unidade. Por este motivo, apesar desta unidade ser descrita como parte do domínio sul, ela pode ser relacionada a qualquer dos domínios mapeados ou mesmo a um outro ainda não reconhecido.

Figura 2.54 - Afloramento de metarenitos da unidade S3. Onde podem ser observadas marcas onduladas, sobre o acamamento sedimentar preservado.

Figura 2.55 - Afloramento de metaconglomerado da unidade S-3..

Figura 2.56 - Fotomicrografia da matriz de metaconglomerado da unidade S-3.

Figura 2.57 - Afloramento em perfil de quartzo-muscovita xisto da unidade S-4 com lentes milimétricas a centimétricas de quartzito.

2.4 – AMBIENTES TECTÔNICOS E CORRELAÇÕES ESTRATIGRÁFICAS

Embora as feições sedimentares estejam em grande parte obliteradas pela deformação e metamorfismo, algumas considerações podem ser feitas com relação ao ambiente de deposição das rochas estudadas.

No domínio sul ocorre uma predominância de rochas psamíticas, com seus constituintes bem selecionados, arredondados e com alto grau de maturidade, depositados em camadas centimétricas a métricas. Como foram identificadas marcas de onda, considera-se que estas rochas foram depositadas em um ambiente marinho, em fácies de plataforma proximal com eventuais ciclos de tempestade conforme atestam os metaconglomerados, que são as fácies sedimentares correspondentes a este eventos. Esta interpretação pode ser estendida às rochas do domínio norte (na parte norte da área), que embora estejam muito deformadas apresentam características similares às rochas do domínio sul (Simões & Navarro 1996, Seer 1999).

As seqüências lito-estratigráficas levantadas para as escamas inferior e intermediária do domínio leste mostram certa similaridade. O topo da seqüência em ambas as escamas é marcado por um pacote que intercala metassedimentos psamíticos e psamo-pelíticos. Abaixo deste pacote ocorre um nível no qual predominam metassedimentos pelíticos com uma pequena porcentagem de grafita, associado a níveis grafitosos delgados, que são comuns em direção à base da seqüência. Também ocorrem

freqüentes intercalações de quartzitos. Abaixo destas rochas ocorre um nível composto por metassedimentos pelíticos grafitosos, que em ambas as escamas tem como características a grande quantidade de grafita, o aspecto bandado e as freqüentes intercalações de quartzitos. As rochas da escama 1 do domínio oeste, tanto quanto aos protólitos como quanto às condições de metamorfismo, são muito semelhantes às da seqüência pelítico-grafitosa da escama intermediária. Também foram observados na escama 1 (DW) rochas semelhantes à seqüência pelítica da escama intermediária (DE), que devido a escassez e a pouca qualidade dos afloramentos não foram individualizadas. Desta forma, a escama 1 (DW) pode ser seguramente correlata à seqüência pelítico-grafitosa, sendo ainda possível que parte dela corresponda à seqüência pelítica da escama intermediária (DE).

Abaixo do nível pelítico-grafitoso ocorrem metassedimentos pelíticos com abundantes porções psamo-pelíticas e psamíticas. Embora a incerteza seja grande, interpreta-se que as rochas da escama intermediária e inferior sejam equivalentes laterais de uma mesma bacia, que somente apresentam diferentes fácies metamórficas. As relações acima descritas são ilustradas em um esquema comparativo (Figura 2.58).

As rochas das escamas inferior e intermediária do domínio leste e da escama 1 apresentam predominância de rochas pelíticas, sendo que parte da seqüência é marcada por rochas grafitosas, as quais são provenientes da deposição de matéria orgânica. A deposição de matéria orgânica é favorecida em locais onde há uma baixa circulação de água, o que impede que o oxigênio não a decomponha. Exemplos destes locais são fiordes, bacias restritas, famintas ou trincheiras de fundo oceânico (Tucker 1991). Interpreta-se que as rochas em estudo foram depositadas em uma bacia marinha restrita e faminta, possivelmente em subsidência, o que provocava a entrada periódica de águas oxigenadas ocasionando a deposição de sedimentos não grafitosos. Possivelmente nestes eventos também se depositavam sedimentos imaturos, provenientes da erosão de rochas do embasamento, que eram rapidamente soterrados, como comprovam cristais de feldspato relativamente inalterados. Esta bacia também foi influenciada por correntes de turbidez, através das quais eram depositados sedimentos psamíticos. O topo da seqüência é marcado por uma transgressão marinha sobre a bacia restrita, ocasionando a deposição de sedimentos não grafitosos e um pacote de rochas psamíticas. Esta bacia provavelmente se desenvolveu em uma plataforma distal ou em um talude continental.

Figura 2.58 - Esquema comparativo ilustrando a correlação das rochas das escamas intermediária e inferior do domínio leste e 2 do domínio oeste.

Outra correlação que pode ser feita é entre as rochas da escama superior (DE) e da escama 2 (DW), que possuem como características gerais, o predomínio das rochas pelíticas, associada á rochas máficas e ultramáficas. Na escama 2 (DW) também ocorrem sedimentos imaturos, representados por gnaisses, possivelmente depositados em resposta a um possível tectonismo sin-sedimentar, nas bordas da bacia, que soergueram as rochas do embasamento permitindo sua erosão. Atribui-se a sedimentação dessas rochas a um ambiente marinho, situado em um talude continental ou em assoalho oceânico. Esta última hipótese é desfavorecida pela relativa abundância de quartzo na composição das rochas, além da presença de inúmeras lentes e camadas métricas de quartzitos, quartzo xistos e sedimentos imaturos (gnaisses). Outras condições que desfavorecem esta interpretação é a ausência de metacherts e o número restrito de rochas vulcânicas básicas. Dessa forma considera-se que as rochas da escama superior (DE) e da escama 2 (DW) foram depositadas em um ambiente de talude continental.

Assim, os domínios e escamas tectônicas podem ser interpretados como representantes de várias posições e ambientes em uma mesma bacia sedimentar. Embora

as feições sedimentares estejam em grande parte obliteradas pela deformação e metamorfismo, os dados apresentados permitem considerar que as rochas estudadas foram depositadas em um ambiente marinho correspondendo a uma margem continental passiva. As rochas representam várias fácies sedimentares desta margem continental, desde de plataforma proximal a talude continental. A Figura 2.59 apresenta um desenho esquemático de uma plataforma continental passiva onde as unidades dos vários domínios e escamas, são separadas em fácies plataforma proximal, plataforma distal e de assoalho oceânico. As rochas dos domínios Sul e Norte são interpretados como representantes da fácies de plataforma proximal. Nesta reconstrução as rochas das escamas Inferior e Intermediária (DE) são consideradas como representantes da fácies de plataforma distal. A escama Superior (DE) e a escama 2 (DW) são tidas como fácies sedimentar de talude continental.

Figura 2.59 - Desenho ilustrativo apresentando uma plataforma continental de margem passiva, onde as unidades dos vários domínios e escamas são separadas em fácies de plataforma proximal, plataforma distal e talude continental.

As rochas do Grupo Bambuí são interpretadas como depositadas em um ambiente marinho raso, com águas calmas e quentes, em resposta ao soerguimento tectônico das rochas da Faixa Brasília, correspondendo a uma bacia do tipo *foreland* (Dardenne 2000).

2.5 - CORRELAÇÕES

As rochas desta região correspondem à área tipo do Grupo Canastra, definido por Barbosa (1955). A porção centro-norte da área foi descrita e mapeada na escala de 1:250.000 por Barbosa *et al.* 1970, que reconheceram para a região, dois domínios o primeiro, situado à leste da área não foi subdividido. Este domínio foi descrito como composto por quartzitos e filitos e ocorrências localizadas de metacalcários, filitos grafitosos e filitos granatíferos, tendo sido relacionado ao Grupo Canastra. O segundo domínio, situado à oeste da área, foi descrito como composto por xistos granatíferos com intrusivas ultrabásicas serpenitizadas, foi atribuído ao Grupo Araxá. Posteriormente a área foi estudada por Seer (1999), que manteve as correlações feitas por Barbosa *et al.* (1970). No mapa geológico do estado de Minas Gerais, (Pedrosa Soares *et al.* 1994), foram mantidos os contornos geológicos e as correlações feitas por Barbosa *et al.* (1970), com exceção da ocorrência das rochas do Grupo Araxá que foi suprimida.

Em linhas gerais as correlações feitas por Barbosa *et al.* (1970) foram mantidas. Embora a maior parte das feições sedimentares e estratigráficas esteja obliterada pelo metamorfismo e deformação, o mapeamento geológico sistemático tornou possível a correlação das unidades mapeadas com outras reconhecidas em áreas mais bem estudadas.

Algumas das rochas estudadas são correlacionadas ao Grupo Canastra, que foi inicialmente descrito por Barbosa (1955) como “Formação Canastra” atribuindo a esta unidade quartzitos e filitos cinzentos prateados. Posteriormente Barbosa *et al.* (1970) incluíram filitos granatíferos, filitos grafitosos, quartzitos ferruginosos e itabiríticos, e elevaram esta unidade a grupo. Na região de Noroeste de Minas Gerais, Freitas-Silva & Dardenne (1994) subdividiram o Grupo Canastra em três formações, sendo que na base ocorre a Formação Serra do Landim, que é composta por calcifilitos ou calcixistos de coloração esverdeada ou cinza esverdeada. Segue-se a Formação Paracatu com dois membros, Morro do Ouro com quartzitos na base passando a filito carbonoso no topo; e Serra da Anta com filitos com intercalações delgadas de carbonatos e quartzitos. No topo do Grupo naquela região reconhecem a Formação Chapada dos Pilões subdividida em

dois membros, Serra de Urucânia que consiste de intercalações regulares de quartzito e filito; Membro Hidroelétrica Batalha essencialmente composto por quartzitos.

Na região de Araxá, Simões & Navarro (1996) associam o Grupo Canastra a uma seqüência psamo-pelítica constituída por filitos muscovíticos e quartzitos, sendo que em sua porção superior ocorre uma predominância de quartzitos, individualizada em mapa como uma sub-unidade deste grupo. Ressaltam ainda o fato de que é comum a preservação parcial de grãos sedimentares.

Na região a NW de Passos (MG), Simões (1995) associou ao Grupo Canastra a quartzitos e quartzitos micáceos, cuja feição característica é a freqüente preservação dos contornos sedimentares de grãos de quartzo. Adicionalmente são identificadas marcas de onda e estratificações cruzadas que indicam um acamamento em posição normal. O referido autor baseado-se na presença de estratificação cruzadas, a boa seleção e o grau de maturidade dos quartzitos interpreta que estes depósitos podem ter sido gerados em uma sedimentação plataformar, marinha rasa ou em depósitos fluviais.

As rochas do domínio sul que tem como característica a ampla predominância de rochas psamíticas associadas à preservação de estruturas sedimentares e da forma de grãos sedimentares podem ser correlacionadas às rochas do Grupo Canastra presentes na região de Passos e Araxá (aqui tratadas como domínio norte). Uma outra possível correlação é com as rochas do Membro Hidroelétrica Batalha (Formação Chapada dos Pilões), que ocorre na região Noroeste de Minas Gerais. No entanto esta correlação é prejudicada pela grande distância entre as duas áreas.

Parte das rochas dos domínios leste e oeste podem também ser enquadradas no Grupo Canastra, segundo a concepção de Freitas-Silva & Dardenne (1994). A correlação pode ser estabelecida com as rochas das escamas inferior e intermediária no domínio leste e da escama 1 no domínio oeste (DW) que são tidas como equivalentes laterais. As rochas da base da seqüência tectono-estratigráfica na área são rochas pelíticas a psamo-pelíticas, localmente cálcicas e imaturas. Esta seqüência é correlacionada à Formação Serra do Landim. Esta seqüência é sobreposta por sedimentos pelíticos grafitosos, correlacionáveis ao menos em parte ao Membro Morro do Ouro da Formação Paracatu. O Membro Serra da Anta, na região estudada é correlacionado a metassedimentos pelíticos com uma pequena porcentagem de grafita. A seqüência de metassedimentos psamíticos e psamo-pelíticos, que marca o topo das escamas inferior e intermediária na área estudada, são correlacionadas a Formação Chapada dos Pilões. No entanto esta correlação é dificultada

pela distância e também por não existir uma exposição contínua entre as duas regiões. Por isso apesar da similaridade entre as duas colunas considera-se que esta correlação é pouco provável.

Segundo Dardenne (2000) o Grupo Araxá consiste de quartzitos micáceos e mica xistos, com ocorrências de talco xistos, muscovita-quartzo xistos, muscovita-clorita xistos, biotita-granada xistos, estauroлита xistos e xistos feldspáticos. Ao quais associam-se vulcânicas tais como anfibolitos, metariolitos e metandesitos. Também ocorre lentes de serpentinitos, actinolita xistos e talco xistos.

Em sua área-tipo, na região de Araxá, Seer *et al.* (2001) descreveram o Grupo Araxá como representado por rochas metamáficas tais como anfibolitos grossos a finos (metabasaltos), clorita-anfibólio xistos até clorita xistos. Além de raros afloramentos de rochas ultramáficas como serpentinitos e anfibólio-talco xistos. Subordinadamente ocorrem rochas metassedimentares, representadas por xistos (mica xistos, quartzo-mica xistos, granada-quartzo-mica xistos, granada-cloritóide-quartzo-mica xistos) e quartzitos. Ambas apresentam intrusões de granitos com assinatura geoquímica colisional.

Na região de Passos, Simões & Valeriano (1990), Valeriano & Simões (1997) e Simões (1995) Valeriano (1999), relatam que o Grupo Araxá é uma seqüência metassedimentar, essencialmente psamo-pelítica, com pequena contribuição de rochas metabásicas toleítica, sendo reconhecidos dois ciclos deposicionais, o inferior caracterizado por uma sedimentação matura representada por quartzitos e mica xistos, e o superior por uma sedimentação imatura, representada por gnaisses, mica xistos, e, minoritariamente, quartzitos.

A escama superior (DE) e a escama 2 (DW) apresentam como característica a predominância de rochas pelíticas com contribuições de rochas psamíticas e ígneas ultramáficas. Adicionalmente a escama 2 (DW) apresenta rochas máficas e sedimentos imaturos que originam gnaisses. Essas rochas são correlacionáveis ao Grupo Araxá da Nappe de Passos, possuindo características similares ao ciclo deposicional superior. Os pontos em comum são a sedimentação de rochas pelíticas associadas à deposição de rochas imaturas (gnaisse); a ausência de intrusões graníticas sin-cinemáticas; e o número restrito de corpos de rochas básicas e ultrabásicas. As mesmas características utilizadas como argumentos para a correlação com o ciclo deposicional superior da Nappe de Passos podem ser utilizados como argumentos contrários a correlação com o Grupo Araxá da região de Araxá.

A proposta sugerida por Simões & Valeriano (1990) e reforçada por trabalhos posteriores (p. ex. Simões 1995; Valeriano *et al.* 1995; Valeriano 1999), considera que as rochas da parte meridional da Faixa Brasília sejam subdivididas em domínios Externo e Interno. As principais diferenças entre esses domínios são relacionadas ao grau metamórfico e intensidade da deformação.

Nesse sentido o domínio externo é marcado por fácies sedimentares de plataforma proximal de margem passiva com metamorfismo de fácies xisto verde baixo, onde muitas das características sedimentares são preservadas. Já o domínio interno é representado por fácies sedimentares desde plataforma proximal a assoalho oceânico. O metamorfismo varia de fácies xisto verde alto a granulito. A deformação é intensa, obliterando a maior parte das feições sedimentares. É comum a presença de foliações compostas.

Segundo esta proposta as rochas dos domínios leste e oeste que representam uma sedimentação de plataforma distal com metamorfismo de fácies xisto verde baixo a anfíbolito, com intensa deformação seriam correspondentes ao domínio interno. Já as rochas dos domínios Norte e Sul que apresentam fácies sedimentares de plataforma proximal e metamorfismo de fácies xisto verde, em muitos casos com a preservação de feições sedimentares, representam a zona externa.

3

GEOLOGIA ESTRUTURAL

3.1 – INTRODUÇÃO

O padrão estrutural da porção meridional da Faixa Brasília é marcado por uma tectônica de empurrão vergente para E, que promoveu a imbricação de distintos domínios litotectônicos, dispostos com orientação aproximadamente NNW. Várias zonas de cisalhamento transversais são identificadas ao longo da faixa, algumas posteriores aos empurrões, outras contemporâneas, e muitas delas ainda não estudadas em suficiente detalhe para permitir uma relação temporal adequada. Em função deste padrão estrutural identifica-se na porção meridional da Faixa Brasília uma compartimentação vertical, marcada pela imbricação de domínios litotectônicos definidos por escamas de empurrão e uma compartimentação longitudinal devida aos truncamentos causados pelas zonas de cisalhamento transversais.

A região de Tapira (SW de Minas Gerais), na porção meridional da Faixa Brasília, apresenta uma evolução estrutural que envolve diversas escamas de empurrão e zonas de cisalhamento transversais. O mapeamento geológico da área aliado a análise estrutural, revelaram quão complexo pode ser o padrão estrutural de um cinturão orogênico

colisional em nível crustal médio. Assim, este trabalho tem como objetivo caracterizar o padrão estrutural da região de Tapira no SW de Minas Gerais, buscando enquadrá-la dentro do contexto tectônico-estrutural da porção meridional da Faixa Brasília.

3.2 - SITUAÇÃO GEOLÓGICA

A área estudada situa-se no segmento meridional da Faixa Brasília. Esta região apresenta uma complexa evolução estrutural com descontinuidades tectônicas de diferentes gerações, que justapõem rochas de várias origens e padrões metamórficos. Este quadro originou a proposta de compartimentação em quatro domínios tectono-estruturais. Os limites entre estes domínios são marcados por zonas de cisalhamento transcorrentes sinistrais, com direções que variam de WNW a NW e mergulho vertical. O domínio norte (DN) é separado dos domínios oeste e leste pela Zona de Cisalhamento da Bocaina (ZC Bocaina Simões & Navarro 1997). O domínio leste (DE) na porção centro-leste da área é limitado do domínio oeste (DW), pela Zona de Cisalhamento do Alto Araguari (ZC Alto Araguari) e do domínio sul (DS) pela Zona de Cisalhamento da Canastra (ZC Canastra Damásio 2002) que também separa o domínio sul do domínio oeste. As principais características desses domínios são sintetizadas a seguir (ver também Anexo 1).

O domínio Norte é marcado por uma seqüência psamo-pelítica, sendo que em sua porção superior ocorre uma predominância de quartzitos, conforme referido por Simões & Navarro (1996) e Seer (1999).

No domínio oeste (DW) ocorrem duas escamas tectônicas separadas por falha de empurrão. Na escama inferior ocorrem granada-grafita-muscovita xistos com freqüentes intercalações de quartzitos, metamofizados em fácies xisto verde alto (zona da granada). Na escama superior ocorre granada-mica xisto, com intercalações de hornblenda-mica xistos, anfibolitos e metaultramáficas. Estes passam gradativamente a quartzitos micáceos com intercalações de mica xistos, que são sobrepostos por gnaisses. As associações minerais descritas para estas rochas permite situá-las na fácies anfibolito.

No domínio leste (DE) foi definido um conjunto de três escamas com características litológicas distintas delimitadas por superfícies de cavalgamento e este conjunto é colocado sobre o Grupo Bambuí. Apresentam a seguinte configuração litológica:

- o *Grupo Bambuí* – marcado por filitos com lentes métricas de mármore calcíticos.
- o *Escama Inferior* - Apresenta na base quartzo-muscovita xistos intercalados a muscovita xistos, que em direção ao topo passam gradativamente a grafita-muscovita xistos. Estas rochas são sobrepostas por quartzo-muscovita xistos, com intercalações de quartzitos. No topo da seqüência metassedimentar desta escama ocorrem quartzitos puros a micáceos com intercalações de quartzo xistos.
- o *Escama Intermediária* - Granada-grafita-muscovita xistos de granulação fina intercalados a xistos grafitosos e granada-biotita-muscovita xistos, marcam a base desta escama. Estes são sobrepostos por granada-grafita xisto, que passam gradativamente a granada-mica xistos algo grafitosos. No topo da seqüência tectono-sedimentar desta escama ocorrem quartzitos e intercalações métricas de quartzo xistos, muscovita xistos e quartzitos micáceos.
- o *Escama Superior* - O litotipo mais freqüente desta escama é granada-mica xisto, com camadas métricas de granada-quartzo xistos e rochas metaultramáficas.

As rochas deste domínio exibem diferentes condições metamórficas, as rochas da escama inferior e do Grupo Bambuí exibem metamorfismo de fácies xisto verde inferior (zona da clorita). Já as rochas da escama intermediária registram metamorfismo de fácies xisto verde superior (zona da granada). Na escama superior o metamorfismo é de fácies anfibolito inferior.

O empilhamento estratigráfico proposto para o domínio sul (DS) apresenta na base metarenito com intercalações de quartzo xisto, que passam a um conjunto que intercala filitos e metarenitos. No topo da seqüência ocorrem metarenitos com lentes métricas de filitos e metaconglomerados. As rochas deste domínio apresentam condições referentes a um metamorfismo de fácies xisto verde baixo (zona da clorita).

3.3.FASES DE DEFORMAÇÃO

O contexto geotectônico da Faixa Brasília mais aceito atualmente é aquele que atribui o conjunto das estruturas a um único ciclo termo-tectônico, que corresponde ao Ciclo Brasileiro. Durante este ciclo foram geradas seis fases de deformação reconhecidas, com base em critérios de superposição. Entende-se como fase de deformação, um evento de deformação que gerou um conjunto de estruturas cinematicamente afins numa área

restrita. Mostra uma relação de superposição bem definida com outras estruturas, atribuídas à outras fases, que podem ser semelhantes ou não.

As dobras são descritas de acordo com a classificação proposta por Fleuty (1964). As foliações são descritas de acordo com a proposta de Powell (1979) com as modificações propostas por Passchier & Trouw (1996). Todos os estereogramas apresentados correspondem ao hemisfério inferior da rede equiárea.

A princípio é possível a correlação das fases de deformação nos diferentes blocos estruturais, pois as rochas dos vários domínios possuem uma foliação em baixo ângulo (S4) que em geral é a feição estrutural marcante em todas os afloramentos, à qual associa-se uma lineação de estiramento e/ou mineral, também bastante comum. Estas estruturas são atribuídas à fase D4. A foliação S4 em alguns locais corta uma foliação antiga (S2), sub-paralela ao acamamento sedimentar (S0), também afetam dobras normais de escala quilométrica relacionadas à fase D3.

Em alguns afloramentos à fase D2 é uma clivagem de crenulação, pois, são reconhecidas dobras intrafoliais nas charneiras das quais é reconhecida a xistosidade S1. As falhas de empurrão que justapõem as escamas tectônicas nos domínios leste e oeste são relacionados a um estágio tardio da fase D2, pois são dobradas durante a fase D3. Adicionalmente são reconhecidos dois conjuntos de dobras pós-fase principal com eixos com caimentos suaves e planos axiais íngremes, sendo os eixos de D5 de direção NW e os eixos de D6 de direção N-S. Relacionada à fase D5 associam-se três zonas de cisalhamento dúcteis/rúpteis de escala quilométrica, que limitam os domínios tectônico-estruturais.

Embora as rochas de todas as unidades da área registrem os efeitos da fase de deformação principal (D4), e das fases pós-D4 (fases D5 e D6), existem diferenças quanto a ocorrência das fases de deformação que precedem esta fase (D1, D2 e D3). As estruturas relacionadas à fase D1 são desenvolvidas apenas nas rochas do domínio oeste, além das rochas das escamas intermediária e superior no domínio leste. Estas rochas em conjunto com às da escama inferior (DE) registram as estruturas relacionadas às fases D2 e D3. As estruturas relacionadas à fase D2 também são observadas no domínio sul, que no entanto, não desenvolvem estruturas relacionadas à fase D3. A evolução das estruturas nas rochas do Grupo Bambuí é diferente, visto que neste Grupo são registradas apenas as estruturas relacionadas às fases D4, D5 e D6. Isto é esperado visto que as rochas do Grupo Bambuí são relacionadas a uma bacia de *foreland* desenvolvida em resposta ao soerguimento das

rochas da Faixa Brasília (Dardenne 2000). Por isso apenas é registrado o final da evolução estrutural, referente à colocação final das nappes e o relaxamento.

a) Fase D1

A única feição relacionada a esta fase é uma xistosidade que é reconhecida com segurança onde os planos de S0 e da foliação S4 apresenta-se em alto ângulo, tendendo a ortogonalidade, como nos exemplos ilustrados nas Figura 3.1. Nestes locais foram descritas dobras apertadas a isoclinais da fase D2, definidas por um bandamento composicional (S0) e que apresentam uma foliação plano axial. Nas zonas de charneira observa-se que paralelo ao bandamento composicional (S0) existe uma xistosidade contínua. Esta xistosidade contínua aqui denominada S1 é definida pela orientação de muscovita, biotita, grafita e opacos e em conjunto com S0, desenham as charneiras das dobras. Estas duas estruturas planares são afetadas pela foliação plano axial das dobras (S2). Nos flancos das dobras ocorre um paralelismo entre essas três foliações (S0, S1 e S2). Embora a ocorrência de dobras D2 em escala mesoscópica não seja muito freqüente, em muitos locais são observados em lâmina arcos poligonais de micas, cuja orientação do plano axial é paralela à foliação S2 (Figura 3.2). Contudo, na maioria das amostras estudadas, não é possível distingui-la de S1, pois encontra-se transposta pela foliação de S2.

b) Fase D2

A esta fase relaciona-se um conjunto de dobras visíveis principalmente onde S0 possui alto ângulo com relação a S4, nestes locais são reconhecidas dobras isoclinais a apertadas, intrafoliais, de escala centimétrica a decimétrica (Figuras 3.1 e 3.2), cujos flancos são paralelos (S0). Por essas dobras serem intrafoliais os seus eixos foram dobrados pelas estruturas da fase D3, possuindo orientação variável de N50-80W/5-10 nos flancos a N0-10E/5-10 nas charneiras das dobras D3.

A principal estrutura atribuída à fase D2 é a foliação S2, que é plano axial das dobras D2. Esta foliação é marcada pela orientação preferencial de minerais placóides tais como: micas, grafita, ilmenita, feldspato, e mais raramente quartzo. Conforme discutido anteriormente, S2 é uma clivagem de crenulação que incorpora estruturas referentes às foliações S0 e S1, no entanto para efeito de simplificação a foliação composta S0 / S1 / S2 será referida simplesmente como S2c.

Figura 3.1a - Afloramento de quartzito da escama intermediária (DE) apresentando a foliação composta S0 // S1 // S2 em alto e a foliação S4 em baixo ângulo

Figura 3.1b - Afloramento de quartzito-xistos da escama intermediária (DE, ponto CA-4). Onde são descritas dobras apertadas a isoclinais da fase D2.

Figura 3.1c - Afloramento de granada-mica xisto, escama intermediária (DE, ponto G105), apresenta dobras apertadas intrafoliais relacionadas à fase D2.

Figura 3.1d - Afloramento de granada-mica xisto, escama intermediária (DE, ponto T244), apresenta dobra apertada relacionada à fase D2.

Figura 3.2 - Fotomicrografia de quartzo-mica xisto da escama inferior (DE, ponto G135), onde ocorrem dobras isoclinais cujo plano axial coincide com o plano definido pela foliação S2. As dobras são desenhadas pela xistosidade S1 que é definida por muscovita, grafita, opacos e quartzo. Todo o conjunto é afetado pela clivagem de crenulação em baixo ângulo S4, definida pela reorientação de muscovita e, principalmente, pela recristalização de quartzo.

A foliação S2c define às dobras da fase D3. Suas direções variam entre NW-SE e E-W nos flancos dessas estruturas a N-S a NNW-SSE nas zonas de charneira. A dispersão das atitudes da foliação S2c pode ser visualizada no estereograma da Figura 3.3, na qual é possível observar que S2c apresenta dois máximos, um principal de N40W/30SW e um secundário de N30W/72NE, que são referentes aos flancos das dobras D3. Se forem abstraídos os efeitos dos dobramentos referentes à fase D3, S2c apresenta um mergulho suave para NW.

Figura 3.3 - Estereograma dos planos medidos de S2c

A clivagem de crenulação S2 é bem desenvolvida e na maioria dos casos transpõem a foliação S1. Em alguns locais onde a deformação atuou com menos intensidade, tais como junto a porfiroblastos de granada (Figura 3.4) e a camadas quartzosas (Figura 3.5), é possível observar outros estágios de desenvolvimento da clivagem de crenulação. No entanto, mesmo nestes locais percebe-se que a clivagem de crenulação é bem desenvolvida podendo ser enquadrada nos estágios 3 e 4 da classificação proposta por Bell & Rubenach (1983). Outros estágios do desenvolvimento dessa clivagem de crenulação são registrados no interior de porfiroblastos de granada, albita, cloritóide, biotita e mais raramente ilmenita e turmalina. Nestes casos ocorrem inclusões orientadas que definem uma foliação interna (S_i), que sempre apresenta um padrão reto ou levemente ondulado no centro, passando a suavemente onduladas nas bordas. Frequentemente observa-se a continuidade de S_i com a foliação externa (S_e) ao cristal, que é a foliação S2.

Figura 3.4 - Fotomicrografia de granada mica xisto da escama intermediária (DE). Apresenta o aspecto da xistosidade S1 marcada pela orientação de muscovita e opacos

Figura 3.5 - Fotomicrografias de granada mica xisto da escama intermediária (DE). Na Figura (a) pode ser observada a relação entre a xistosidade S1, com S0 e com a clivagem de crenulação S2. A Fotomicrografia (b) mostra o aspecto detalhado desta relação.

Os principais processos envolvidos na formação da clivagem de crenulação foram rotação dos minerais formados durante S1, recristalização de micas e cristalização de grãos, principalmente de muscovita e biotita paralelos à sua direção,. Outros processos tais como recristalização de quartzo e dissolução por pressão possivelmente tiveram papéis importantes no desenvolvimento da foliação S2, no entanto suas participações foram obliteradas pela continuidade da deformação e pelas estruturas posteriores.

Em grande parte dos afloramentos estudados a foliação S2c é obscurecida pela foliação S4, o seu reconhecimento é seguro onde as duas apresentam alto ângulo entre si. Essa relação é observada nos flancos das dobras D3 onde S2c apresenta mergulhos íngremes, e é cortada por uma foliação de baixo ângulo (S4 Figuras 3.6, 3.7 e 3.8). A dificuldade no reconhecimento advém do fato das foliações S2 e S4 apresentarem estilos semelhantes, que em outros locais que não os citados, provocam confusão na diferenciação dos planos axiais das dobras D2 e D4. Isto representa um sério problema nas interpretações da relação deformação vs. metamorfismo. Um exemplo da complexidade das estruturas é apresentado na Figura 3.9, onde é ilustrado um afloramento no qual ocorre um paralelismo entre os planos de S2c e S4. Neste local a fase D4 atuou com maior intensidade, e as foliações S4 e S2c apresentam atitudes semelhantes. S2c somente é distinguida de S4 pela existência das charneiras D4, não fosse a existência dessas dobras esta relação poderia não ser identificada.

Figura 3.6 - Afloramento de muscovita xisto da escama intermediária (DE ponto T-103). Onde a foliação S2c possui mergulho íngreme, e é cortada por uma foliação em baixo ângulo relacionada à fase D4.

Figura 3.7 - Afloramento de quartzo xisto escama intermediária (DE ponto CA-02). Apresenta uma xistosidade em alto ângulo (S2c) cortada por uma clivagem de crenulação em baixo ângulo (S4).

Figura 3.8 - Fotomicrografia de quartzo xisto da escama intermediária (DE, ponto T-95), onde observa-se uma xistosidade íngreme definida pela orientação de moscovita (S2c) dobrada e cortada por uma foliação sub-horizontal (S4) paralela ao plano axial das micro-dobras. S4 é definida principalmente pela trama de quartzo recristalizado.

Figura 3.9 - Afloramento de quartzo xisto da escama intermediária (DE, ponto T392), onde observa-se o bandamento composicional (S0) paralelo a uma xistosidade que é evidente principalmente nas camadas micáceas. Também são reconhecidas dobras isoclinais intrafoliais referentes à fase D4. Nas charneiras destas dobras é possível reconhecer que a xistosidade dobrada corresponde à foliação S2c, que é localmente preservada.

Foram reconhecidas várias descontinuidades tectônicas algumas das quais são relacionadas ao evento D2. Um exemplo do efeito destas falhas pode ser observado na Figura 3.10 que corresponde ao mapa geológico da Braquissiforma do Campo Alegre. Neste mapa são ilustradas as relações entre as unidades geológicas, as falhas de empurrão D2, as dobras da fase D3 e zona de falha transcorrente D5. As falhas de empurrão truncam e obliteram várias unidades, além disso foram as responsáveis pela justaposição das rochas das escamas inferior, intermediária e superior (DE), metamorfizadas em diferentes condições. As falhas são atribuídas a um estágio tardio da Fase D2 devido aos seguintes argumentos: 1) o estudo das trilhas de inclusão em porfiroblastos de granada, albita, cloritóide e biotita, indicam que o auge do metamorfismo foi atingido durante um estágio cedo-D2; 2) as rochas das escamas inferior, intermediária e superior (DE) apresentam contraste metamórfico, portanto estas foram empilhadas após o auge do metamorfismo; 3) as falhas de empurrão e as rochas de todas as escamas tectônicas foram dobradas pela fase D3; e 4) a foliação S4 afeta tanto as dobras quanto as falhas de empurrão e adicionalmente possui aproximadamente a mesma atitude em todos os blocos.

Nos locais onde os efeitos da deformação D4 são menos intensos foi observada uma lineação mineral e de estiramento relacionada à fase D2. Esta lineação é marcada pela orientação preferencial de muscovita, biotita, anfibólio e feldspato. Apresentam orientação N40-50W/5-10, coincidente com a observada para a lineação de estiramento da fase D4. As lineações da fase D2 estão contidas nos planos de S2c, que foram verticalizados durante a fase D3. Neste caso o transporte observado é destrai. No entanto se for considerado a posição original de S2c, que possivelmente era N-S com mergulhos suaves para NW, o transporte seria em direção a E-ESE, similar ao observado para a fase D4.

c) Fase D3

A fase D3 é caracterizada por dobras de escala quilométrica, responsáveis pela estruturação de grande parte da área. Exemplos dessas estruturas são as Sinformas do Campo Alegre e da Limeira, e a Antiforma do Mangue (Anexo 1). São as principais responsáveis pelo nítido padrão de superposição das estruturas, gerado pela verticalização dos planos de S2c que permite uma reconstrução mais clara do padrão estrutural.

Figura 3.10 - Mapa Braquissinformal Campo Alegre

Estas dobras definidas pela foliação S2c (S0 / S1 / S2), são abertas, normais, com plano axial aproximadamente vertical, cuja atitude é N50W/80NE. No entanto esta atitude varia de N45-85W com mergulhos íngremes (70-80°) para NE ou SW (Figura 3.11a). As linhas de charneira apresentam caimentos suaves entre 1-5° para NW-SE ou E-W (Figura 3.11b). A atitude preferencial dos eixos das dobras D3 também pode ser construída a partir da dispersão dos pólos dos planos da foliação S2c (Figura 3.3), os quais permitem traçar uma guirlanda a partir da qual é determinado o valor de N45W/10 que é o eixo construído das dobras D3.

O padrão destas dobras pode ser avaliado na Figura 3.12 que ilustra um perfil construído na parte central da área, onde podem ser vistas as sinformas da Limeira e Campo Alegre e as antiformas do Mangue e do Galheiro. Os traços da foliação S4 cortam ambos os flancos das dobras. Apesar disso, as relações espaciais do dobramento não são obliteradas, o que torna possível a sua reconstrução.

Figura 3.11 - Estereogramas dos planos axiais (a) e dos eixos (b) das dobras D3.

Figura 3.12 - Perfil geológico construído na parte central da área estudada.

Um exemplo das dobras relacionadas à fase D3 é apresentado na Figura 3.10 (vide também Anexos 1 e 3). Trata-se de uma estrutura sinformal denominada Braquissinforma do Campo Alegre, esta estrutura se estende em uma faixa NW-SE da cidade de Tapira (parte central da área) até a Vila de São João B. da Serra da Canastra (sudeste da área). É desenhada pela superfície S2c, possui superfície axial aproximadamente vertical com direção variando entre N50-80W. A linha de charneira apresenta caimento suave para NW no fechamento sul e SE no fechamento norte. Esta dobra é afetada pela fase D4 que crenula os planos de S2c, bem como a foliação S3. No flanco norte S2c e S4 em geral são sub-paralelos, com um mergulho de aproximadamente de 30-40° para SW, sendo que em alguns afloramentos a foliação S2c apresenta mergulhos íngremes para SW. No flanco sul S2c possui mergulho íngreme para NE (70 a 80°), enquanto S4 apresenta a mesma atitude que a do flanco norte (mergulho suave [30-40°] para SW). Na zona de charneira desta estrutura a foliação S2c apresenta mergulhos suaves para NW ou SE e a foliação S4 mantém sua orientação, esta situação é refletida na lineação de interseção entre S2c e S4 que no geral apresenta uma direção NW, na zona de charneira varia para SW passando a S e voltando a NW.

Em alguns locais, principalmente nas zonas periclinais das grandes estruturas, são observadas dobras mesoscópicas relacionadas a esta fase. São dobras abertas, normais a inclinadas, cujo comprimento de onda varia de 10 cm a 1 metro. Nestes locais é comum a presença de um forte fraturamento associado a veios de quartzo de espessura centimétrica (Figuras 3.13 e 3.14), a orientação dessas estruturas é paralela aos planos axiais das dobras.

Na maioria dos casos não é identificada uma foliação plano axial relacionada às dobras D3. No entanto, em algumas dobras mesoscópicas situadas nas zonas de charneiras de algumas das dobras foi possível identificar crenulações referentes a esta fase (Figura 3.15), essas crenulações são abertas a apertadas, com plano axial vertical, localmente recrystalizam muscovita e quartzo, definindo uma foliação S3.

As estruturas relacionadas à fase D3 são afetadas pelas zonas de cisalhamento relacionadas à fase D5. O efeito mais expressivo é a rotação das dobras D3 gerando dobras de arrasto (ver mapa geológico Anexo 1). Este efeito também pode ser observado no estereograma dos planos axiais D3 (Figura 3.11a), onde ocorre um desvio da orientação predominante N-NE para uma direção ENE, observada na região das dobras de arrasto.

Figura 3.13 - Afloramento de quartzito intercalado a camadas de mica xisto da escama intermediária (DE ponto T-292), na região de charneira Braquissinforma da Limeira, onde a envoltória de S2c apresenta mergulho suave. Neste local ocorrem dobras da fase D3 definidas pela foliação S2c.

Figura 3.14 - Foto em detalhe de afloramento de quartzito com intercalação de mica xisto da escama intermediária (DE ponto T-292) na qual pode ser visto a zona de charneira de uma dobra D3, definida pela foliação S2c.

Figura 3.15 - Afloramento de mica xisto da escama intermediária (DE ponto T-304) marcado por uma dobra mesoscópica da fase D3 definida pela xistosidade S2c.

Já no estereograma dos eixos D3 (Figura 3.11b) o efeito da fase D5 é o aparecimento de um máximo secundário em S30W/18. Uma discussão mais abrangente do dobramento das estruturas D3 pela fase D5 é feita adiante.

Uma falha atribuída a esta fase foi reconhecida a leste de Tapira esta falha de direção E-W (Anexo 1), apresenta um comprimento em torno de 30 km na área estudada, havendo a possibilidade que seja mais extensa. Esta falha é identificada pelo truncamento que desenham as antiformas do Mangue e do Galheiro, caracterizando um plano de direção WNW-ESE a E-W, aproximadamente vertical. Ao longo desta região S4 é constante, sugerindo que as falhas antecedem à fase D4, sendo por isso atribuído a um estágio tardio de D3.

d) Fase D4

Esta fase é a responsável pela foliação principal na área (S4), presente na maioria dos afloramentos. Outra estrutura importante relacionada a esta fase é uma lineação de estiramento e/ou mineral, interpretada como indicadora da direção do transporte tectônico em direção ao cráton do São Francisco.

As dobras relacionadas à fase D4 são freqüentes em toda a área estudada. São apertadas a isoclinais, inclinadas a recumbentes. Apresentam a foliação S4 na posição plano axial, visíveis principalmente nas escalas meso e microscópicas, sendo muito comuns comprimentos de onda de 10-30 cm (Figuras 3.6; 3.9; 3.16; 3.17). Contudo os comprimentos de onda máximos podem atingir até centenas de metros. O caimento do eixo das dobras é preferencialmente orientado em N45W/07 (Figura 3.18a), porém a sua orientação varia de ESE a NNW. Em geral as dobras D4 são definidas pelos planos da foliação S2c, cuja atitude varia de NW-SE a E-W, o que pode explicar, em parte, a dispersão dos eixos das dobras D4. Outro efeito que contribui para a dispersão é o dobramento das estruturas D4 pela fase D5. Fazendo com que os eixos das dobras D3 variem de NW para NNW. Estes efeitos também afetam a lineação de interseção entre S2c e S4, conforme apresenta Figura 3.18b, onde percebe-se que esta lineação varia de WNW a NNW com a distribuição preferencial em N45W/10 portanto concordante com a direção observada para os eixos das dobras D4.

Figura 3.16 - Exemplo de dobra da fase D4 em escala mesoscópica, de afloramento de quartzomusco-vita xisto (escama inferior DE, ponto S-60). A dobra é definida pela foliação S2c que é marcada pelo bandamento composicional e por xistosidade..

Figura 3.17 - Exemplo de dobra D4 em escala mesoscópica em quartzitos da escama intermediária (DE ponto CA-30). As dobras D4 são apertadas, com plano axial sub-horizontal, sendo marcadas pela foliação S2c .

Figura 3.18 - Estereogramas dos eixos das dobras D4 (a) e da lineação de interseção entre S2c e S4 (b).

No plano axial das dobras D4 ocorre a foliação (S4), que é a principal estrutura relacionada à fase D4. Esta foliação afeta as foliações pré-existentes, em geral orienta-se em N43W/30SW (Figura 3.19). Exceção feita as áreas próximas às zonas de cisalhamento D5, onde apresenta suaves ondulações que podem ser observadas no estereograma da foliação S4 apresentado na Figura 3.40. Nesta figura os pólos de S4 apresentam uma distribuição em uma guirlanda, cujo pólo coincide com a atitude dos eixos das dobras D5.

Figura 3.19 - Estereograma da foliação S4 para toda a área estudada.

A foliação S4 é marcada pela recristalização, rotação ou crescimento de micas em superfícies paralelas ao plano axial das crenulações (Figura 3.20), associada a precipitação de opacos e grafita por processos de dissolução por pressão (Figura 3.21). Em camadas ou bandas quartzosas a foliação S4 é marcada pela recristalização de quartzo e orientação preferencial dos novos grãos em planos paralelos ao plano axial das dobras D3 (Figura 3.22). Nos quartzitos situados no sul da área onde é grande a preservação da forma original dos grãos devido às baixas taxas de deformação e de metamorfismo, S4 é marcada pelo alongamento de clastos de quartzo e por uma matriz fina de quartzo e mica branca (Figura 3.23).

Figura 3.20 - Fotomicrografia de quartzo xisto da escama intermediária (DE ponto T-95). Ocorre um bandamento composicional marcado pela intercalação de bandas quartzosas e micáceas, paralela ao qual ocorre uma xistosidade definida pela orientação preferencial de muscovita (S2c). Também é possível diferenciar a clivagem S4 que é paralela ao plano axial das microdobras.

Figura 3.21 - Fotomicrografia de muscovita xisto da escama intermediária (DE ponto T-100) onde são observadas duas foliações. A primeira (S2c) é marcada pela orientação preferencial de palhetas de muscovita, grafita e opacos. A segunda (S4) é reconhecida pela reorientação de muscovita e opacos para planos paralelos ao plano axial das crenulações, tornando-se mais destacada por zonas ricas em opacos produzidos por processos de dissolução por pressão.

Figura 3.22 - Fotomicrografia de quartzo xisto da escama intermediária (DE ponto CA-25), onde é possível observar o bandamento composicional definido pela intercalação de bandas quartzosas e micáceas. Paralelo a uma xistosidade definida pela orientação preferencial de muscovita e opacos, estas duas foliações marcam a S2c (S0 // S2). Também ocorre uma foliação marcada pela orientação preferencial de quartzo, associada à fase D4 (S4).

Figura 3.23 - Fotomicrografia de quartzito (DS, ponto S-159) onde a foliação S4 é marcada por uma matriz fina de mica branca e quartzo e pelo alongamento de clastos de quartzo, devido aos processos de dislocation creep e dissolução por pressão.

A foliação S4 exibe variações na sua morfologia, seja na escala micro ou mesoscópica, como exemplificado na Figura 3.24 em que a foliação S4 apresenta vários estágios de desenvolvimento. No exemplo é ilustrado um bandamento composicional, em lâmina delgada, marcado por camadas micáceas e quartzosas. Junto à camada quartzosa a foliação S4 praticamente não existe sendo representada pelos planos axiais das crenulações. Em zonas pouco distantes da camada quartzosa, entre 1 e 3 cm, as crenulações passam a apertadas, com freqüente recristalização, dissolução por pressão de quartzo e rotação de mica branca principalmente nos flancos das crenulações. Em zonas distantes, mais de 3 cm, as foliações anteriores são completamente obliteradas, sendo visível em alguns locais arcos poligonais de micas com plano axial paralelo a S4. Nesta situação a foliação S4 é classificada como uma foliação composta (Tobisch e Paterson, 1984). As variações observadas correspondem aos estágios 1, 2 e 3 de acordo com a classificação proposta por Bell & Rubenach (1983). Neste caso a variação deve-se ao contraste reológico da rocha, uma vez que próximo à camada quartzosa a deformação foi menos intensa, preservando S2c. Já mais afastado, a deformação é mais intensa, gerando crenulações apertadas e, por vezes, transposição de S2c para S4.

Associada a fase D4 ocorre uma lineação de estiramento (Le4) e mineral (Lm4) presente em praticamente todos os tipos litológicos. É definida por orientação de minerais inequidimensionais como muscovita e turmalina, também por agregados monocristalinos, principalmente de quartzo. Sua orientação preferencial é N50W/10, porém esta varia de NW a W com caimentos suaves para NW e por vezes para SE, esta variação pode ser observada no estereograma da Figura 3.25.

Figura 3.24 - (a) Esquema apresentando o padrão de desenvolvimento da clivagem de crenulação S4, em relação a uma camada centimétrica de quartzito. (b) Fotomicrografias apresentando situações de desenvolvimento da crenulação S4 em rochas similares às mostradas em (a).

A lineação de estiramento e/ou mineral é interpretada como indicadora da direção de transporte tectônico. Os principais indicadores cinemáticos mesoscópicos identificados foram sombras de pressão assimétricas em granada (Figura 3.26), franjas de recristalização em feldspato (Figura 3.27), segregações lenticulares de quartzo com formas sigmoidais (Figura 3.28), sigmóides de foliação e *boudins* de veios de quartzo assimétricos. Outro indicador cinemático observado são finas camadas de muscovita xistos que curiosamente mostram-se menos competentes e formam *boudins* em quartzitos micáceos (Figura 3.29). Ao microscópio as principais feições observadas a partir de amostras orientadas em cortes paralelos a Lm4/Le4 e perpendiculares a S4, são sombras de pressão assimétricas em granadas (Figura 3.30), peixes de mica (*mica fish* Figura 3.31) e sigmóides de foliação (Figura 3.32). Este conjunto de estruturas permite definir a fase D4 como correspondente a um cisalhamento dúctil de baixo ângulo, não coaxial, com transporte de topo para SE. Este sentido de transporte tectônico é observado em todos os domínios estruturais.

Em locais onde a fase D4 atuou com menos intensidade é possível diferenciar uma lineação mineral (Lm2) e de estiramento (Le2) relacionada à fase D2, que possui a mesma orientação de Le4-Lm4. Esta lineação é associada a um transporte destrai, porém, se forem desconsiderados os efeitos dos dobramentos da fase D3, que verticalizou os planos da foliação S2c, o transporte registrado também é para E-SE. Como na maioria dos afloramentos não é possível identificar a qual fase pertence a lineação identificada, a Lm4/Le4 é considerada como uma lineação composta a exemplo da foliação S4.

Na área estudada ocorrem várias discontinuidades tectônicas algumas das quais são relacionadas à fase D4. Na porção oriental da área (ver Figura 3.10 e Anexo 1) ocorre uma falha de empurrão que limita as rochas da escama intermediária e do Grupo Bambuí. Esta falha é atribuída a fase D4 pelos seguintes motivos: (1) não é dobrada pelas estruturas D3 e corta o traço axial dessas dobras; (2) a falha é cortada pela Zona de Cisalhamento da Canastra uma falha transcorrente atribuída à fase D5; (3) o traço da falha sugere um plano paralelo a S4; (4) a estrutura marcante nas adjacências da falha é a foliação S4. É uma importante discontinuidade tectônica por separar as rochas da Faixa Brasília das rochas da bacia de antepaís, neste caso, representado pelas rochas do Grupo Bambuí. A falha é orientada em NE-SW com mergulho suave (20-30°) para NW, possui uma notável expressão topográfica, dada pela diferença de competência entre as rochas do bloco cavalgado (Grupo Bambuí), que apresentam as mais baixas cotas topográficas da

Figura 3.26 - Afloramento de granada-mica xisto escama 1 (DW ponto T193), em corte orientado paralelo a lineação de estiramento da fase D4. Ocorrem porfiroblastos de granada com sombras de pressão assimétricas e vênulas de quartzo de forma sigmoidal, que indicam sentido de transporte de topo para SE.

Figura 3.27 - Foto em detalhe de afloramento de gnaiss do escama 2 (DW ponto T-224), na qual destacam-se porfiroclastos de feldspatos, alguns apresentando franjas de recristalização assimétricas, a maioria indicando sentido de transporte de topo para SE.

Figura 3.28 - Afloramento de granada-mica xistos escama 1 (DW ponto T-194) apresentando a xistosidade S4 bem marcada em torno das segregações de quartzo, que (na parte central da foto) apresenta forma sigmoidal, cuja assimetria indica um transporte de topo para SE.

Figura 3.29 - Fina camada de mica xisto boudinada em quartzito micáceo na escama 2 (DW ponto G-81), a foliação oblíqua interna dos boudins indicam transporte de topo para SE.

Figura 3.30 - Fotomicrografia de granada quartzito, escama intermediária (DE, ponto CA16), apresentando matriz quartzosa, na qual ocorrem porfiroblastos de granada, cuja assimetria das suas sombras de pressão indicam sentido de transporte de topo em direção a sudeste.

Figura 3.31 - Fotomicrografia de quartzito da escama intermediária (DE, ponto T-100). Apresenta uma trama de quartzo recristalizada oblíqua à xistosidade S4. Também reconhece-se porfiroclastos de muscovita com arranjos em forma de peixe (mica fish). Ambas as estruturas indicam sentido de transporte tectônico de topo para sudeste.

Figura 3.32 - Fotomicrografia de quartzito da escama intermediária (DE, ponto W117). Apresenta uma trama de quartzo recristalizada na qual identifica-se agregados de muscovita e cloritóide em arranjos sigmoidais que indicam sentido de transporte tectônico de topo para sudeste.

área em estudo (800-900 m), e as rochas da escama intermediária (cotas entre 900-1100 m). Esta diferença também é observada entre as rochas do Domínio Sul e do Grupo Bambuí, dessa feita as diferenças são mais evidentes visto que as rochas do Domínio Sul têm cota de 1000-1400 m. A continuidade desta falha para N-NE foi assinalada por Barbosa *et al.* (1970) e Alkimin *et al.* (1989).

e) Fase D5

A feição mais comum relacionada a D5 são crenulações (Figura 3.32) que se apresentam como dobras abertas, normais a inclinadas, simétricas ou, mais comumente, assimétricas, com planos axiais íngremes mergulhando para SW ou NE, com atitude preferencial de N47W/83NE (Figura 3.33a). Os eixos apresentam caimentos para NW ou SE (Figura 3.33b). Desenvolvem-se sobre as foliações S2c e S3.

Figura 3.32 - Afloramento de filito (Grupo Bambuí, ponto W-241), apresentando crenulações relacionadas à fase D5, são suaves sem foliação plano axial relacionada, o eixo apresenta mergulhos suaves em direção a SE (S50E/07). O plano axial da foliação das crenulações é orientado em N50W/90.

Figura 3.33 - Estereogramas de elementos estruturais relacionados à fase D5 para toda a área estudada. (a) plano axial das crenulações D5 (isolinhas de 2, 4 e 6%). (b) eixo das crenulações D5 (isolinhas de 3, 5, 7 e 9%).

Também foram observadas dobras de escala decimétrica a métrica (Figuras 3.34, 3.35, 3.36), apresentam basicamente as mesmas características das microdobras. No entanto sua frequência é controlada pela distância com relação às zonas de cisalhamento D5, quanto mais próximo das zonas mais freqüentemente elas ocorrem. Na parte sul da área estudada Damásio (2002) caracterizou um par antiformal-sinformal, de escala quilométrica, nas rochas do Domínio Sul (ver Anexo 1). Estas dobras são definidas pelos planos de S0//S2 e S4, são abertas e apresentam S5 em posição plano axial. São intimamente associadas a ZC Canastra, pois são restritas a esta região.

Em alguns locais, principalmente nas regiões próximas ou nas zonas de cisalhamento, foi observada uma clivagem de crenulação associada ao plano axial das dobras e microdobras D5 (Figura 3.37). Essa clivagem é marcada por planos sub-verticais definidos por mica branca e quartzo. A orientação da clivagem de crenulação S5 varia de N20-60W / 70- 80NE, sendo a orientação preferencial N47W / 83NE. Também foi observada uma lineação de estiramento e mineral associada a D5, marcada por agregados monocristalinos de quartzo e muscovita, por seixos de metaconglomerados e também por turmalina. Esta lineação somente é identificada onde a clivagem de crenulação S5 é bem desenvolvida. Apresenta mergulhos suaves (5-15°) para WNW-ESE.

Figura 3.34 - Afloramento de quartzo xisto da escama 2 (DW ponto G81), onde observa-se uma dobra aberta e normal da fase D5. Esta dobra uma dobra apertada da fase D4, formando um padrão de interferência do tipo laço

Figura 3.35 - Afloramento de quartzito bandado do domínio sul (ponto W212), apresentando uma dobra recumbente da fase D4 redobrada por uma dobra aberta e inclinada da fase D5, formando um padrão de interferência do tipo laço. É observada uma clivagem de crenulação plano axial (S5).

Figura 3.36 - Exemplo de dobra da fase D4 de escala mesoscópica, de afloramento de quartzo xisto (escama intermediária DE, ponto G-105). Nesta foto é possível visualizar um bandamento composicional (S0) paralelo a uma xistosidade (S2c). Observa-se uma clivagem de crenulação (S4) em posição plano axial que, por sua vez é afetada, por dobras abertas relacionadas à fase D5.

Figura 3.37 - Afloramento de granada-muscovita xisto da escama intermediária (DE ponto G-119), apresentando clivagem de crenulações relacionadas à fase D5. A foliação S3 apresenta mergulhos suaves sendo transpostas em alguns planos paralelos a S4.

Outras feições associadas à fase D5 são falhas, veios e fraturas. Os veios são centimétricos a milimétricos, ocorrem como em arranjos simples, escalonados ou em feixes no qual ocorrem veios em várias direções. Em geral são constituídos de quartzo, porém, também ocorrem veios de carbonato. As falhas e fraturas ocorrem em escala métrica a centimétrica possuem direção N45W com mergulhos verticais associadas dobras e crenulações da fase D5, e orientadas paralelamente ao plano axial destas estruturas, conferindo caráter dúctil-rúptil a esta fase.

Zonas de Cisalhamento D5

Na região estudada ocorrem três zonas de cisalhamento de escala regional, que são algumas das estruturas mais marcantes no quadro estrutural. Os alinhamentos que marcam estas zonas são observados em imagens de radar e satélite (Figura 3.38) e são contínuos por dezenas de quilômetros. As zonas de cisalhamento são denominadas: Zona de Cisalhamento do Alto Araguari (ZC Alto Araguari), no centro-oeste; Zona de Cisalhamento da Canastra (ZC Canastra, Damásio 2002), a sul da área; e Zona de Cisalhamento da Bocaina (ZC Bocaina, Simões & Navarro 1996), a norte da área (Figura 3.38)

Estas estruturas foram inicialmente assinaladas por Barbosa *et al.* (1970), que reconheceram os alinhamentos estruturais correspondentes às três zonas de cisalhamento, dedicando pouca atenção a seu significado tectônico. Posteriormente a ZC Bocaina mereceu destaque nos estudos de Simões & Navarro (1996; 1997) e Seer (1999). Já a ZC Alto Araguari foi estudada por Simões *et al.* (2001). Damásio (2002) caracterizou em detalhe a ZC Canastra.

As zonas de cisalhamento são essencialmente direcionais, com caráter dúctil-rúptil, e mergulhos verticais a subverticais. As direções são variadas, a ZC Bocaina tem uma direção geral E-W, que em alguns locais passa WNW-ESE. O seu comprimento é superior a 100 km se estendendo dos extremos leste a oeste com continuidade fora da área estudada. Já a ZC Canastra tem uma direção geral E-W com comprimento superior a 60 km se estendem do limite leste ao oeste da área, onde é sobreposta pelas rochas da Bacia do Paraná. A ZC do Alto Araguari se inicia na porção sul da área onde bifurca da ZC Canastra, se estende por ~50 km na área com uma direção N50W seguindo para fora da área onde está encoberta pelas rochas sedimentares da Bacia do Paraná.

Uma característica comum a todas as zonas de cisalhamento é um gradiente deformacional marcado pelo aumento progressivo dos efeitos da deformação D5 sobre os planos pré-existentes. Os primeiros efeitos da intensificação da deformação D5 são observados, entre 2-2,5 km da zona de cisalhamento, nestas áreas tornam-se mais freqüentes a presença de crenulações da fase D5, que são abertas sem clivagem plano axial associada. Em regiões mais próximas à zona de cisalhamento, entre 1 e 0,5 km, as crenulações tornam-se mais abundantes, localmente passam a apresentar clivagem de crenulação, e por vezes ocorrem zonas de largura métrica de transposição das foliações pré-existentes (S2c e S4). Na zona de cisalhamento as crenulações passam a apertadas, em geral associadas a uma foliação milonítica. Torna-se freqüente o efeito de transposição, sendo que em alguns locais não é possível distinguir a orientação das foliações pré-existentes.

Figura 3.38 - Composição colorida de imagem de satélite (LANSAT TM) bandas 3, 4 e 7, de parte da área estudada onde são delimitadas as zonas de cisalhamento transcorrentes da fase D5.

Os principais indicadores cinemáticos mesoscópicos observados nas zonas de cisalhamentos foram: sigmóides de foliação, conjunto de foliação S-C e *tension gashes*. Na escala microscópica o indicador cinemático mais comum é o padrão de recristalização oblíqua de quartzo subordinadamente foram observados *mica fishs*. Todos indicam sentido de transporte sinistral. O que corrobora os dados de Simões & Navarro (1996) para a ZC Bocaina.

O mapa geológico da Figura 3.39(a) corresponde à área de ocorrência da ZC Alto Araguari, na parte noroeste da área estudada. Nesta região foram mapeadas dobras relacionadas à fase D5. Apresentam dimensões quilométricas podendo ser observadas em fotografias aéreas, imagem de radar ou de satélite, são definidas pelo plano de S2c (S0//S1//S2) que estão materializados em cristas ressaltadas na topografia. A partir dos mapas estruturais de atitudes de S2c e S4 foi elaborada uma seção geológica (Figura 3.39[b]) para ilustrar os efeitos da deformação associada à ZC Alto Araguari. Nesta ilustração nota-se que os planos de S2c possuem atitudes sub-verticais e exibem uma ampla dispersão. No flanco norte das dobras os planos de S2c têm atitude E-W/vertical, passam a N40E/90 na região de charneira e no flanco sul possuem atitudes N20W/vertical. A atitude do eixo construído é vertical (Figura 3.40a).

A foliação S4 define um par sinformal-antiformal a Norte da ZC Alto Araguari, que pode ser visualizada na seção geológica apresentada na (Figura 3.39[b]). No extremo nordeste S4 possui um suave mergulho (30-40°) para SW. Na parte central do perfil o mergulho passa a sub-horizontal. Nas proximidades da zona de cisalhamento, o mergulho torna-se íngreme. Na parte sudoeste do perfil o mergulho passa novamente a ser suave para SW. A dispersão das atitudes também pode ser visualizada no estereograma de S4 (Figura 3.40b), cujo eixo construído é de N45W/22.

A diferença no comportamento dos planos de S2c e S4, ilustrada esquematicamente em bloco diagrama (Figura 3.41), é devida ao fato destes planos se apresentarem em posições distintas antes da atuação da fase D5. Os planos de S2c registram o efeito de arrasto, enquanto S4 evidencia a componente de encurtamento associada ao processo de cisalhamento. Esta relação foi discutida por Simões *et al.* (2001). O sentido de arrasto dos planos de S2c permite caracterizar uma movimentação essencialmente transcorrente sinistral para a ZC Alto Araguari.

Figura 3.39 (a) Mapa geológico-estrutural da parte noroeste da área estudada modificado de Luvizotto (2000). (b) Perfil A-B construído a partir dos dados constantes no mapa geológico da parte noroeste da área estudada, modificado de Luvizotto (2000).

Figura 3.40 - Estereogramas de S2c (a) e S4 (b) para a região noroeste da área estudada que apresenta forte influência da ZC Alto Araguari.

Figura 3.41 - Bloco diagrama da região afetada pela Zona de Cisalhamento Alto Araguari. Nele encontra-se ilustrado esquematicamente o comportamento de S2ce S3 em relação a zona de cisalhamento.

f) Fase D6

A fase D6 é caracterizada por dobras abertas, normais a inclinadas, de escala centimétrica (Figuras 3.42 e 3.43), com eixos orientados na direção norte-sul com caimentos íngremes a suaves com atitude preferencial de N05W/05 (Figura 3.44[a]). Os planos axiais das crenulações D6 são íngremes com mergulhos íngremes para E ou W, a atitude preferencial destes planos é N05W/90 (Figura 3.44[b]). Não foi observada clivagem de crenulação associada ao plano axial das dobras. Falhas e/ou fraturas ocorrem associadas, em geral paralelas ao plano axial das crenulações. As estruturas relacionadas à fase D6 são menos freqüentes que as da fase D5, tendo ocorrência localizada sem

Figura 3.42 - Afloramento com intercalação de quartzito e mica xisto da escama intermediária (DE ponto T-295). Apresenta dobras abertas e inclinadas relacionadas à fase D6.

Figura 3.43 - Afloramento de granada-grafita xisto da escama intermediária (DE ponto CA60), apresentando crenulações abertas e inclinadas relacionadas à fase D6.

Figura 3.44 - Estereogramas dos elementos estruturais relacionados a fase D6. Em (a) eixo e em (b) plano axiais das dobras e crenulações.

nenhuma grande estrutura associada. As estruturas relacionadas à fase D6, apesar de pouco freqüentes, ocorrem em toda área estudada com exceção do domínio sul, onde não foram observadas.

Em alguns afloramentos as dobras da fase D6 afetam as dobras da fase D5, como é o caso do exemplo ilustrado na Figura 3.45, onde é apresentado esquema de um afloramento de quartzito xistos com intercalações de quartzitos da Escama Inferior (DE Ponto G25), onde ocorre uma foliação paralela ao bandamento composicional (S2c) que neste afloramento é íngreme. Esta foliação foi afetada por dobras apertadas, no plano axial das quais é discernida uma foliação em baixo ângulo relacionada à fase D4. Este conjunto (S2c + S4) define dobras suaves relacionadas à fase D5. Apresentam plano axial íngreme orientados N45W/85SW, e eixos com caimento suave para SW ou NE. Geram um padrão de interferência com as dobras da fase D4 do tipo laço. Neste afloramento também ocorrem dobras suaves com plano axial íngreme orientado em N80W/90 e eixo com caimento para WNW. Estas dobras são relacionadas à fase D6 por deformarem as dobras da fase D5, gerando padrões de interferência do tipo domos e bacias.

3.4 - INTERPRETAÇÃO CINEMÁTICA DAS ESTRUTURAS

As estruturas descritas na área estudada são o registro de um único evento tectônico, produzido pela interação entre os blocos cratônicas do São Francisco, Paraná e Amazônico (Brito Neves & Cordani 1991; Valeriano 1999). Durante este evento foram geradas seis fases de deformação reconhecidas, com base em critérios de superposição. As fases de deformação registram os processos de soterramento, metamorfismo, ascensão e recobrimento das rochas do domínio cratônico São Francisco por parte das rochas da Faixa Brasília. A Figura 3.46 apresenta desenhos esquemáticos que representam as principais estruturas geradas por fases de deformação identificadas nas rochas estudadas.

São poucos os registros da evolução das estruturas D1, isto se deve à obliteração de seus elementos pelas fases posteriores. No entanto, considerando-se que o metamorfismo principal foi atingido durante um estágio cedo-D2, é possível que a foliação S1 tenha sido gerada durante os movimentos que conduziram as rochas a níveis mais profundos, onde foram posteriormente metamorfizadas.

A fase D2 é marcada por uma xistosidade, localmente por uma clivagem de crenulação muito apertada, que na maioria dos locais é obliterada pelas estruturas da fase D4. Apesar das estruturas necessárias à reconstrução cinemática terem sido obliteradas, foi interpretado de acordo com critérios microestruturais (Capítulo 4) que o auge do metamorfismo ocorreu durante os estágios iniciais do desenvolvimento da clivagem de crenulação S2. Outro importante evento atribuído à fase D2 foi a imbricação de rochas com diferentes associações sedimentares e condições metamórficas, através de falhas de empurrão atribuídas a um estágio tardio desta fase. Tendo como base lineações de estiramento de direção N-S encontrados na região de Pium-Hi (Valeriano *et al.* 1995) e de Araxá (Seer 1999), foi sugerido que as rochas dessas regiões tiveram um transporte precoce em direção a norte, anterior ao transporte em direção a leste. No entanto na área em estudo tais lineações não foram descritas.

Por outro lado, em locais onde os efeitos da deformação relacionada à fase D4 foram menos intensos, foi identificada uma lineação de estiramento e mineral de direção NW-SE atribuídas à fase D2. Embora esta situação seja local, interpreta-se que parte das lineações imputadas à fase D2, sejam de fato relacionadas à fase D2. Considera-se que os empurrões da fase D2 foram gerados por um campo de compressão NW-SE com

Figura 3.46 - Blocos diagramas esquemáticos apresentados à evolução das estruturas na região de Tapira.

transporte em direção sudeste. Dessa forma a fase D2 é associada aos processos iniciais de inversão da Faixa Brasília, em que as rochas estudadas foram soterradas, deformadas e metamorfasadas. As estruturas relacionadas a esta fase também marcam o início da ascensão das rochas em direção às zonas menos profundas do orógeno.

A fase D3 é marcada por grandes dobras desenhadas pela superfície S2c. Estas dobras são cortadas em ambos os flancos pela foliação S4. A geometria destas dobras e sua relação com a foliação S4 indicam que estas estruturas podem ter sido geradas por compressão SW-NE, neste caso serão atribuídas a um evento independente entre D2 e D4. Ou alternativamente as dobras podem ter sido geradas por um cisalhamento vertical sinistral WNW, neste caso estas estruturas seriam consideradas como geradas em um estágio cedo D4, observações locais (Simões 1995) e regionais (Valeriano 1999) ao longo da Faixa Brasília indicam a atuação de um componente de cisalhamento sinistral, contemporânea a tectônica tangencial da fase principal. Considera-se esta alternativa como a mais provável, para explicar as estruturas dessa fase, pois envolvem um campo de compressão WNW-ESE similar ao atribuído à fase D2.

A principal estrutura gerada pela fase D4 é uma foliação de baixo ângulo com mergulhos suaves em geral para SW. A esta fase também relaciona-se uma lineação de estiramento com caimento suave para WNW, associada a um transporte tectônico em direção a ESE. Dessa forma conclui-se que D4 foi gerado por esforços tangenciais compressivos de direção WNW.

A fase D5 apresenta como estruturas principais zonas de cisalhamento e dobras. As zonas de cisalhamento têm direção WNW-ESE e mergulho íngreme e são caracterizadas como falhas transcorrentes sinistrais, indicando uma compressão de direção aproximada E-W. Estas podem ser explicadas com o mesmo campo de esforços da fase D4, porém com estruturas rúpteis indicando que foram geradas em nível crustal mais rasos.

3.5 - COMPARAÇÃO COM OS SEGMENTOS ADJACENTES

A evolução estrutural da área em apreço quando comparada às propostas para as regiões de Araxá (Simões & Navarro 1996, 1997; Seer 1999) e Passos (Simões 1995; Valeriano 1992; 1999; Valeriano *et al.* 1995) que são contíguas à área estudada apresentam algumas similaridade e diferenças.

Tabela 3.1 - Correlação e características das fases de deformação nos segmentos de Passos, Araxá e Tapira na porção meridional da Faixa Brasília.

Região de Passos		Região de Araxá		Região de Tapira	
D1	Dobras isoclinais recumbentes, eixos N-S; clivagem ardosiária S1 subhorizontal; lineação mineral N-S.	D1	Auge metamórfico; xistosidade S1, retrometamorfismo	D1	Xistosidade S1
D2 Precoce	Auge metamórfico, dobras apertadas a isoclinais (e em bainha) recumbentes, eixos E-W a NW; clivagem/xistosidade de crenulação S2; lineação mineral/estiramento paralela aos eixos de dobras	D2 Precoce	Dobras apertadas, eixos NNE, lineação de estiramento/mineral paralela ao eixo das dobras, clivagem/xistosidade de crenulação S2p; alojamento de granitos; transporte tectônico em direção a NNE retrometamorfismo	D2	Auge metamórfico; dobras apertadas, verticais, eixos variando de NW-SE, E-W a N-S; xistosidade/clivagem de crenulação S2; lineação mineral/estiramento NW-SE; transporte tectônico para SE.
				D3	Dobras abertas, verticais, com plano axial vertical, eixo NW-SE, localmente clivagem ardosiária S3
D2 Tardio	Exumação e colocação da nappe de Passos e demais nappes internas, sobre o Domínio Externo; retrometamorfismo	D2 Tardio	Dobras apertadas a isoclinais, eixos NW-SE, lineação de estiramento/mineral paralela ao eixo das dobras, transporte tectônico em direção a SE	D4	Dobras apertadas a isoclinais, inclinadas a recumbentes, eixos NW-SE a E-W; lineação mineral e de estiramento, paralela ao eixo das dobras; transporte em direção a SE
D3	Dobras suaves a abertas com eixos WNW; falhas subverticais associadas	D3	Dobras suaves a abertas com eixos WNW; zonas de cisalhamento subverticais associadas	D5	Dobras suaves a abertas com eixos NW-SE; zona de cisalhamento subverticais de associadas
D4	Dobras angulares empinadas, crenulações e kinks com eixos N-S; falhas associadas			D6	Dobras suaves a abertas com eixos N-S; falhas subverticais associadas.

As características comuns à evolução estrutural dos segmentos de Passos, Araxá e Tapira são:

- Ocorrem estruturas relacionadas à no mínimo duas fases de deformação anteriores (três no caso de Tapira) a deformação principal, sendo que auge metamórfico foi atingido nestes estágios anterior (D1 no caso de Araxá e D2 no caso de Passos e Tapira);
- Embora as dobras relacionadas à fase D3, sejam mais visíveis em Tapira elas também ocorrem de maneira mais discreta em Passos;
- A foliação principal (S2 para Passos e Araxá e S4 para Tapira) apresenta caráter composto, visto que em geral ela é paralela a foliações precoces; a esta

fase também relaciona-se o principal transporte tectônico em direção ao cráton do São Francisco;

- As fases pós-deformação principal apresentam as mesmas características em Tapira e Passos, e parcialmente com Araxá, que não apresenta estruturas com eixo N-S;

Embora existam algumas diferenças o padrão estrutural da área é similar ao observado para as regiões de Passos e Araxá.

4

METAMORFISMO

4.1 -INTRODUÇÃO

A integração de estudos petrográficos, microestruturais e termobarométricos é importante na caracterização da história de pressão-temperatura-deformação de um cinturão orogênico, podendo trazer importantes informações a seu respeito.

No presente capítulo são descritas as variações das associações mineralógicas metamórficas presentes nas rochas dos grupos Araxá e Canastra, na região de Tapira enfocando-se principalmente as paragêneses/assembléias diagnósticas. Para tanto são descritas as assembléias metamórficas para grupos de rochas de diferentes origens: pelítica/semi-pelítica; básicas; ultrabásicas; e também gnaisses. Como os três últimos tipos de rocha têm ocorrências restritas, a caracterização do metamorfismo dos diferentes domínios baseou-se essencialmente na variação metamórfica das rochas pelíticas/semi-pelíticas. Essas mudanças foram monitoradas através de dados de campo, petrografia e química mineral.

4.2 - SITUAÇÃO GEOLÓGICA (*descrição similar à apresentada nos capítulo 3*)

As rochas desta região apresentam uma complexa evolução estrutural com descontinuidades tectônicas de diferentes gerações, que justapõem terrenos de variadas origens e padrões metamórficos. Este quadro conduz à proposição de uma compartimentação em três domínios tectono-estruturais, cujas principais características são sintetizadas nos parágrafos a seguir e também no mapa geológico da área (Anexo 1).

No domínio oeste (DW) ocorrem duas escamas tectônicas separadas por falha de empurrão. Na escama 1 ocorre granada-grafita-muscovita xisto com freqüentes intercalações de quartzito. Na escama 2 ocorre granada-mica xisto, com intercalações de hornblenda-mica xistos, anfibolitos e metaultramáficas. Estes passam gradativamente a quartzitos micáceos com intercalações de mica xistos, que são sobrepostos por gnaisses.

No domínio leste (DE) foi definido um conjunto de três escamas com características litológicas distintas delimitadas por falhas de empurrão, este conjunto é colocado sobre o Grupo Bambuí autóctone, onde a distribuição das rochas dessas unidades é a seguinte:

- o *Grupo Bambuí* – constituído por filitos e ardósias localmente com lentes métricas de mármore calcíticos.
- o *Escama Inferior* – Nesta escama são identificadas 3 unidades. Apresenta na base quartzito-muscovita xistos com intercalação de muscovita xistos, que em direção ao topo passam gradativamente a grafita-muscovita xistos. Estas rochas são sobrepostas por quartzito-muscovita xistos, com intercalações de quartzitos. No topo da seqüência sedimentar desta escama ocorrem quartzitos puros a micáceos com intercalações de quartzito xistos.
- o *Escama Intermediária* – Nesta escama foram individualizadas 5 unidades. Na base da seqüência tectono-estratigráfica ocorrem granada-grafita-muscovita xistos de granulação fina com intercalações de xistos grafitosos e granada-biotita-muscovita xistos. Estes são sobrepostos por granada-grafita xistos, que passam gradativamente a granada-mica xistos pouco grafitoso. No topo desta escama ocorrem quartzitos e intercalações métricas de quartzito xistos, muscovita xistos e quartzitos micáceos.

- o *Escama Superior* – Apenas uma unidade foi individualizada nesta escama. Esta unidade é composta por granada-mica xistos, com camadas métricas de granada-quartzo xistos e rochas metaultramáficas.

O empilhamento estratigráfico proposto para o domínio sul (DS) apresenta na base quartzo xistos que passam a metarenitos com intercalações de quartzo xisto. Em direção ao topo ocorre um pacote que intercala filito e metarenito. Ao qual segue-se metarenito com lentes métricas de filitos e metaconglomerados. O topo da sequência estratigráfica do DS é marcado por quartzo-muscovita xistos.

Tabela 4.1 - Lista de abreviações

act – actinolita	epi – epidoto	pl – plagioclásio	Membros finais da
bio – biotita	gra - granada	rut – rutilo	Granada
cia – cianita	hor – hornblenda	tur – turmalina	Alm – almandina
clo – clorita	ilm – ilmenita		Gros - grossulária
clt – cloritóide	mb – mica branca	XFe = Fe / Fe+Mg	Pyr – Piropo
cpx – diopsídio	qtz – quartzo	XMg = Mg / Mg+Fe	Sps – Espessartita

4.3 - PETROGRAFIA E QUÍMICA MINERAL

A distribuição dos minerais índices relacionados ao metamorfismo principal (Figura 4.1), nos domínios estruturais individualizados, permite situá-los em diferentes fácies ou zona metamórficas. Os granada-grafita-muscovita xistos que constituem o principal litotipo da escama 1 do DW₂ apresentam a associação muscovita granada + biotita ± cloritóide ± albita, o que permite situar estas rochas na fácies xisto-verde zona da granada.

Ainda no DW a escama 2 composta por granada-mica xisto apresenta a associação muscovita + biotita + granada ± oligoclásio. Os hornblenda-mica xistos apresentam a associação muscovita + biotita + granada + oligoclásio + hornblenda ± clorita ± epidoto. As rochas metabásicas apresentam a associação hornblenda + oligoclásio + biotita. Nas rochas metaultramáficas tem-se a associação tremolita + diopsídio + talco + serpentina. Estas associações permitem situar esta escama na fácies anfíbolito.

As várias escamas reconhecidas no DE apresentam diferentes condições metamórficas. No Grupo Bambuí reconhece-se uma associação mineral marcada por mica

branca + clorita + quartzo, com granulação muito fina. Devido à ausência generalizada de biotita estas rochas são situadas na fácies xisto verde, zona da clorita

Figura 4.1 - Mapa de minerais índices e associações minerais diagnósticas relacionados ao metamorfismo principal

Na maior parte das rochas da escama inferior observa-se uma associação mineral marcada por mica branca + clorita $\pm$ grafita + quartzo $\pm$ albita, sem ocorrência de biotita, indicando que as rochas dessa escama situam-se na fácies xisto verde, zona da clorita. Localmente, principalmente no topo da seqüência, são reconhecidas associações minerais contendo raros e pequenos cristais de biotita, além de cloritóide e granada espessartítica.

Na escama intermediária são reconhecidas associações mineralógicas com muscovita + biotita + quartzo + granada + clorita $\pm$ albita $\pm$ cloritóide. Não foi detectada a presença de estarolita nas amostras desta escama, permitindo situá-las na fácies xisto-verde, zona da granada.

A associação mineral muscovita + biotita + quartzo + granada + clorita $\pm$ albita $\pm$ epidoto é a predominante na escama superior. É identificada uma granulação mais grossa que as rochas das escamas sotopostas, além disso, os plagioclásios apresentam zoneamento e saussuritização, indicando que as bordas são mais cálcicas que os núcleos, de composição albitica. Independente das condições exatas do metamorfismo a presença de plagioclásio zonado e a maior granulação destas rochas quando comparadas às da escama intermediária, indicam que as rochas desta escama situam-se na fácies xisto verde, zona da granada, com possibilidade de serem situadas na fácies anfibolito.

As rochas do DS exibem a associação mineral muscovita + quartzo + opacos, e em alguns locais clorita + muscovita + quartzo + opacos, não tendo sido identificada biotita. Outra feição característica é a preservação de feições sedimentares tais como: forma dos grãos arredondados a sub-arredondados, que representa clastos sedimentares preservados, pouco deformados e recristalizados; estruturas sedimentares como: estratificações cruzadas e marcas onduladas. A preservação das estruturas e textura sedimentares é comum em rochas que apresentam baixo grau metamórfico segundo postulado por Yardley (1990). Este conjunto de evidências permite caracterizar as rochas do domínio sul como metamorfizadas em fácies xisto verde inferior (zona da clorita).

A variação de fácies metamórfica também é refletida na granulação dos minerais metamórficos, conforme exposto na Figura 4.2, onde é apresentada uma série de fotomicrografias dos diversos domínios estruturais. É possível notar a maior granulação das rochas de fácies metamórfica mais elevada (p. ex. anfibolito) quando comparadas à granulação de rochas de fácies metamórficas menos elevadas (p. ex. xisto verde inferior). Como o auge do metamorfismo foi sin-D2 (conforme discutido adiante) e a fase D4

Figura 4.2(I) - Comparação entre a textura e granulação das rochas de diferentes escamas.

Comparação 1

Figura 4.2(II)- Comparação entre a textura e granulação das rochas de diferentes escamas.

promoveu uma generalizada recristalização de quartzo, a relação entre granulação e grau metamórfico ficou mais bem preservada nas micas.

A distribuição dos minerais metamórficos nas zonas metamórficas é apresentada na Tabela 4.2, em conjunto com alguns parâmetros composicionais, obtidos através de análises de química mineral. São identificadas as seguintes tendências: (1) em biotitas, aumento do XMg das rochas menos metamórficas para as mais metamórficas; (2) aumento do XNa e Ti, em muscovitas das rochas menos metamórficas para as mais metamórficas; (3) o teor de anortita em plagioclásio varia o de 0-0,06 nas rochas da fácies xisto verde passando a 0,20-0,26 nas rochas da fácies anfibolito; (4) nas cloritas foi observado um aumento do XMg das rochas menos metamórficas para as mais metamórficas; (5) o cloritóide apresenta um discreto aumento do XMg das rochas da zona da clorita para as rochas da zona da granada.

Tabela 4.2 – Distribuição dos minerais metamórficos através das zonas minerais. Os dados numéricos referem-se a valores de razões químicas obtidas através de química mineral.

Fácies	Xisto Verde			Anfibolito
Zona	Clorita		Granada	
Clorita	— XMg = 0,47-0,35 —		— 0,40-0,50 —	— 0,50-0,60 —
Biotita	XMg = 0,44 —		— 0,48-0,53 —	— 0,52-0,56 —
Plagioclásio	— An = 0-0,01 —		— 0,00-0,06 —	— 0,20-0,26 —
Granada	Xsps* = 0,35-0,44 —		— 0,00-0,08 —	— 0,00-0,04 —
Cloritóide	XMg = 0,09-0,10 —		— 0,12-0,17 —	
Epidoto				
Muscovita				
Ilmenita				
Rutilo				
Hornblenda				

4.3.1 - Fácies Xisto-Verde

a) Zona da Clorita

São três as áreas de ocorrência das rochas relacionadas a esta zona metamórfica. Na parte norte da área são encontrados xistos finos, filitos e filitos grafitosos com intercalações métricas de quartzitos puros a micáceos, correspondentes a escama inferior (DE). A segunda área de ocorrência é na parte sul, compreendendo rochas de dois domínios estruturais: quartzitos com intercalações de quartzo xistos e filitos do domínio sul; e xistos e xistos feldspáticos com intercalações métricas de quartzitos da escama inferior (DE). A terceira área de ocorrência compreende filitos e ardósias do Grupo Bambuí. A característica comum a todas as rochas desta zona é a granulação metamórfica fina a muito fina e, em alguns casos, a preservação da forma de grão sedimentar (Figura 4.3a).

As rochas desta zona metamórfica apresentam um bandamento composicional dado pela alternância de bandas micáceas e quartzosas (Figura 4.3b). As bandas micáceas são compostas essencialmente por muscovita e clorita, além de quartzo e albita. Nas bandas quartzosas ocorre basicamente quartzo, além de muscovita, clorita e plagioclásio em menor quantidade. Os minerais acessórios mais comuns são ilmenita e turmalina. Nas rochas da parte norte é muito comum a ocorrência de grafita (matéria carbonácea), relacionada principalmente aos níveis micáceos, onde é observada nos interstícios das palhetas das micas. As rochas que possuem este mineral tendem a apresentar uma textura mais fina que as rochas que apresentam pouca ou nenhuma grafita.

O feldspato tem ocorrência esporádica, em geral, como pequenos grãos sem geminação dispersos na matriz micácea (Figura 4.3c). Em algumas rochas situadas no extremo sul ocorrem abundantes cristais de feldspato (Figura 4.3d), arredondados e saussuritizados, com as inclusões desordenadas, por vezes geminados (Figura 4.3e). Estes cristais são interpretados como de origem sedimentar. A variação na composição química do plagioclásio na zona da clorita pode ser observada na Figura 4.4 e no Anexo 5a. Estes dados revelam que o plagioclásio desta zona metamórfica possui composição albítica (An_{0-5}), fato comum em rochas situadas nas condições de metamorfismo similares às descritas (Yardley 1990; Mieyashiro 1994).

Figura 4.3 (a) Fotomicrografia de metarenito micáceo da zona da clorita (DS ponto S159), possui uma matriz fina de quartzo e mica branca que envolve clastos de quartzo, com forma sedimentar preservada. (b) Fotomicrografia de mica xisto (escama inferior [DE], ponto G29) na qual é evidenciado um bandamento composicional dado pela alternância de bandas micáceas e quartzosas. (c) Fotomicrografia de quartzo-muscovita xisto da parte sul da área estudada (escama inferior [DE], ponto S76), no qual ocorre quartzo, muscovita, opacos e clorita e por porfiroclastos de plagioclásio, que ocorre preferencialmente nos domínios micáceos. (d) Fotomicrografia da matriz de clorita-muscovita xisto da parte sul da área estudada (escama inferior [DE], ponto S73) composta por clorita, muscovita, quartzo e plagioclásio (d1 polarizadores paralelos e d2 cruzados). (e) Fotomicrografia de clorita-moscovita xisto (escama inferior [DE], ponto S71) onde ocorre um porfiroclasto de plagioclásio, apresentando forma arredondada e inclusões desordenadas.

Figura 4.4 - Diagrama triangular para classificação de feldspatos, onde estão plotadas análises de plagioclásio das amostras situadas na zona da clorita (fácies xisto verde).

As associações minerais caracterizadas para as rochas pelíticas desta zona mineral são:

$mb + qtz + ilm \pm pl \pm tur$ [1]

$mb + clo + qtz + pl + ilm \pm tur$ [2]

$mb + qtz \pm graf + ilm \pm pl$ [3]

Em algumas rochas situadas no topo da seqüência tectono-estratigráfica da escama inferior (DE), foram descritas rochas com biotita e cloritóide, que apresentam as associações minerais:

$mb + qtz + clo + ilm \pm bio \pm clt \pm graf \pm pl$ [4]

$mb + qtz + graf + clo \pm clt \pm ilm \pm pl$ [5]

Estas associações poderiam levar a inclusão de parte das rochas tidas como metamorfizadas em fácies xisto verde inferior (zona da clorita) na fácies xisto verde intermediário (zona da biotita). No entanto, estas ocorrências são raras tendo sido descritas apenas em quatro afloramentos. Nestes afloramentos a biotita apresenta granulação muito fina ($>0,1mm$). Apenas em uma das ocorrências conseguiu-se distinguir com clareza a presença de biotita. Assim sendo considera-se que estas rochas são parte da zona da clorita, situadas em condições próximas ao limite com a zona biotita.

Outra ocorrência singular é a associação mineral:

$mb + qtz + ilm + clo + clt \pm bio \pm graf \pm pl \pm gra$ [6]

Esta associação localiza-se na parte leste da área, em quartzo-muscovita xistos (unidade EI-3). A ocorrência de granada associada à biotita, levaria a incluir estas rochas na zona da granada. No entanto algumas evidências sugerem que estas rochas não alcançaram a clássica zona da granada na fácies xisto verde: 1) a granada tem ocorrência restrita, tendo sido descrita somente neste afloramento (W79); 2) os cristais de granada são pequenos, em geral menores que 0,5 mm, de tamanho inferior àqueles da zona da granada (tamanho médio entre 0,5mm e 2 mm); 3) a química mineral das granadas revelou que as granadas são ricas na molécula de espessartita, ($> 40\%$, Figura 4.5). Estas evidências permitem considerar que estas granadas não são aquelas típicas da zona da granada, visto que granadas ricas em manganês podem se desenvolver em condições de mais baixo grau metamórfico (Yardley 1990; Miyashiro 1994).

Figura 4.5 – (a-b) Fotomicrografias de quartzo-muscovita xisto da zona da clorita (escama inferior [DE], ponto W79), apresentando a associação mica branca, quartzo, clorita, cloritóide, grafita (matéria carbonosa) e granada. (c) Perfil composicional de granada dessa amostra.

b) Zona da Granada

As rochas da zona da granada apresentam variações entre termos quartzosos e micáceos. Os termos micáceos apresentam variação na porcentagem de grafita, que pode ser desde abundante até ausente. Nas rochas desta zona mineral é freqüente a ocorrência de um bandamento composicional de escala centimétrica a milimétrica, dado pela alternância de bandas micáceas, grafitosas e quartzosas. A granulação é mais grossa quando comparada às das zonas anteriormente descritas.

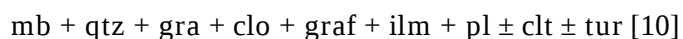
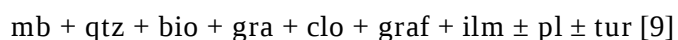
Nos mica xistos, além do bandamento composicional, é possível observar uma textura porfiroblástica marcada pela ocorrência de porfiroblastos de granada, plagioclásio, biotita e ilmenita, muitos dos quais, com inclusões orientadas (Figura 4.6a-d). Na matriz ocorre quartzo, muscovita, biotita, plagioclásio, ilmenita, clorita, grafita, e com menos freqüência turmalina, epidoto, zircão, rutilo e carbonato. As associações minerais observadas nos mica xistos são:

mb + qtz + bio + gra + ilm + pl ± clo ± epi ± tur [7]

mb + qtz + bio + gra + ilm + pl ± tur [8]

Figura 4.6 (a) Aspecto de granada-mica xisto (unidade EIn5 [DE], ponto T250). Apresenta matriz com textura granolepidoblástica e porfiroblastos de granada. (b) Fotomicrografia de granada-mica xisto (unidade EIn5 [DE], ponto CA53), exibindo um porfiroblasto de granada, com inclusões orientadas de opacos definindo uma foliação interna. O porfiroblasto está circundado por uma matriz composta por muscovita, biotita e quartzo. (c) Fotomicrografia de granada-mica xisto (unidade EIn5 [DE], ponto CA53), marcada por uma matriz composta por muscovita e opacos circundado porfiroblastos de albita, que possuem trilhas de inclusões de opacos, definindo uma foliação interna. (d) Fotomicrografia de granada-mica xisto (unidade EIn5 [DE], ponto CA53), na qual ocorre uma matriz composta por quartzo e muscovita, também ocorrem porfiroblastos de biotita. (e) Aspecto de afloramento de cloritóide-granada-grafita-mica xisto (unidade EIn4 ponto T144), onde se observa um bandamento milimétrico marcado por camadas quartzosas e grafitosas. (f) Fotomicrografia de granada-grafita-mica xisto marcado por uma textura granolepidoblástica porfiroblástica composta por muscovita, quartzo, clorita e grafita, exibindo porfiroblasto de cloritóide de aproximadamente 1 cm com inclusões de quartzo, ilmenita, grafita e mica branca.

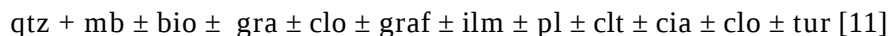
Os xistos grafitosos possuem basicamente as mesmas características texturais dos mica xistos, diferenciando-se por exibirem porfiroblastos de cloritóide em algumas porções (Figura 4.6 e-f) e também por apresentarem variações na quantidade e tamanho dos cristais de granada, que podem ter desde alguns milímetros e menos de 5% da rocha, a 1 cm e 30% da rocha. Outra diferença é o tamanho dos grãos metamórficos principalmente filossilicatos, que é sensivelmente menor nestas rochas quando comparados às rochas menos grafitosas, interpretado como uma inibição do processo de crescimento provocado pela grafita. As associações minerais diagnósticas identificadas para rochas pelíticas grafitosas são as seguintes:



As rochas quartzosas apresentam uma matriz composta basicamente por quartzo, com quantidades subordinadas de plagioclásio, muscovita, biotita e turmalina. Adicionalmente ocorrem porfiroblastos de granada (Figura 4.7a), em geral com forma esqueletal, tamanho médio de 0,5 cm podendo atingir até 2 cm e com inclusões, algumas vezes, orientadas de ilmenita, grafita, feldspato, e principalmente quartzo (Figura 4.7b), que apresentam granulação mais grossa que os grãos da matriz. Esta textura é interpretada como uma foliação antiga, originalmente mais grossa, incorporada ao cristal durante o seu crescimento. Esta foliação, preservada nos cristais de granada, foi recrystalizada e reorientada pelas fases de deformação posteriores. Também são observados com menos frequência porfiroblastos de cloritóide, ilmenita e cianita.

Figura 4.7 (a) Afloramento de granada quartzito, onde se observa porfiroblastos de granada, dispersos na matriz quartzosa. (b) Fotomicrografia de granada quartzito, apresentando porfiroblasto de granada com forma esqueletal.

A associação mineral diagnóstica observada para as rochas quartzosas é a seguinte:



Nesta zona metamórfica a granada é um dos minerais mais frequentes. Apresentam-se como cristais euédricos a subédricos, com inclusões de quartzo, turmalina, plagioclásio e epidoto. Também apresenta inclusões orientadas de grafita, ilmenita e outros minerais opacos gerando uma foliação interna (Si), que algumas vezes, possui continuação com a foliação observada fora do cristal. Alguns porfiroblastos apresentam zonação visível ao microscópio, o que é confirmado pelos dados de química mineral obtidos em microsonda eletrônica (Figura 4.8a-b). Pelo fato da foliação interna apresentar-se contínua, considera-se que a zonação foi produzida em um estágio único de crescimento.

Os dados de microsonda apresentados nos perfis composicionais na Figura 4.8a-b e também no Anexo 5c, onde também são apresentados os dados de química mineral, demonstram que as granadas desta zona metamórfica possuem, em geral, a seguinte configuração: *núcleo* – almandina >> grossulária > espessartita > piropo; *borda* – almandina >>> grossulária > piropo > espessartita. Na maioria dos cristais é grande o predomínio da molécula almandina, no núcleo o seu teor varia entre 0,60 e 0,65, passando a 0,70 a 0,80 nas bordas. A molécula piropo aumenta discretamente o seu teor do núcleo, onde possui valores entre 0,02 e 0,05, e para borda, os valores estão compreendidos entre 0,08 e 0,10. Os núcleos das granadas estudadas apresentam composições mais elevadas das moléculas de grossulária e espessartita que vão diminuindo gradualmente em direção a borda. O XFe também varia do núcleo, onde apresenta razões entre 0,95 a 0,97. Para a borda as razões estão entre 0,90 a 0,92. Em granadas menores este padrão de zoneamento não é observado, possivelmente devido a uma maior eficiência do processo de difusão quando do crescimento da granada.

Este padrão de zoneamento é comum em granadas de rochas situadas na zona da granada em outros locais, conforme apresentado por Yardley (1977) e Spear (1995). A variação química observada entre o núcleo e a borda da granada evidencia um aumento na temperatura durante a cristalização da granada. Spear (1995) explica que o aumento da molécula de almandina e a diminuição da razão XFe em associações contendo granada + biotita + clorita + plagioclásio + muscovita + quartzo + fluido, tal como observado nas

Figura 4.8 - Perfis composicionais de granadas da fácies xisto verde zona da granada, em (a) granada do ponto CA-62 (DE), em (b) granada do ponto T-255.

amostras estudadas, podem ser explicadas por um aumento na temperatura. Adicionalmente a diminuição da molécula de grossulária, do núcleo para a borda pode indicar de maneira não conclusiva, que o aumento da temperatura é seguido pela queda da pressão. Esta observação é feita com base na observação dos gráficos P-T-X apresentados por Spear (1995), no qual o gráfico apresentado para Xgrossulária possui contornos com inclinação moderada tendendo a horizontal, cuja interpretação pode trazer informações da modificação da pressão durante o crescimento da granada. A descrição das modificações das condições de P-T durante o crescimento da granada é apresentada no item “4.7 - Trajetórias de Pressão e Temperatura”.

O plagioclásio ocorre disperso na matriz micácea, ou ainda como porfiroblastos, que neste caso não são geminados, sendo que em alguns casos apresentam inclusões orientadas de grafita e ilmenita (Figura 4.6c). As análises de química mineral realizada em plagioclásios desta zona mineral (amostras CA57, CA62, G112, G113, T553, T515 e T625), apontam para uma composição exclusivamente albítica, com XAn variando entre 0 e 0,06, conforme apresentado na Figura 4.9 e nas tabelas do Anexo 5(a). A composição exclusivamente albítica não é esperada para rochas situadas nesta zona mineral. Crawford (1966), Yardley (1990) e Miyashiro (1994) explicam que os plagioclásios de rochas situadas

Figura 4.9 - Diagrama triangular para classificação de feldspatos, onde estão plotadas 18 análises realizadas em diversas amostras situadas na zona da granada - fácies xisto verde. Os dados numéricos são apresentados no Anexo 5.

na zona da granada do clássico metamorfismo Barroviano, apresentam cristais de oligoclásio ou andesina em equilíbrio com a albita, que corresponde ao *gap* da peristerita. Uma possível explicação para este fato foi proposta por Maruyama *et al.* (1982) que com

base na observação do *gap* da peristerita em áreas com diferentes pressões, concluiu que com o aumento da pressão de 2 para 10 kbar, a temperatura do topo do solvus aumenta de 420°C para 580°C. Esta observação implica que o aparecimento do oligoclásio em pressões mais elevadas, que aquelas do típico metamorfismo Barroviano, só ocorrerá em temperaturas mais elevadas.

4.3.2 - Fácies Anfibolito

As rochas que correspondem à fácies anfibolito ocorrem em duas regiões: a primeira situa-se no núcleo da Braquissinforma do Campo Alegre no centro-sul da área estudada; a segunda corresponde a uma região muito arrasada, no oeste da área estudada, onde a grande maioria dos afloramentos está intemperizada. Nesta fácies metamórfica foi possível reconhecer três associações litológicas, com diferentes associações minerais diagnósticas.

O primeiro grupo é caracterizado pela ocorrência de granada-mica xistos referentes à escama superior (DE) e de parte da escama 2 (DW), que também apresenta hornblenda-granada-mica xistos. Estas rochas possuem uma granulação metamórfica mais grossa que quando comparadas às rochas das zonas anteriormente descritas. Apresentam uma textura granolepidoblástica porfirítica (Figuras 4.10, 4.11, 4.12, 4.13, 4.14 e 4.15), na qual diferencia-se uma matriz composta por quartzo, muscovita, biotita, plagioclásio, clorita e epidoto além de hornblenda em alguns xistos (Figuras 4.14-4.15), e porfiroblastos de granada, cujo tamanho médio varia entre 0,5 e 2 mm, e plagioclásio, com tamanho entre 0,5 e 1 mm. Turmalina, ilmenita, rutilo, epidoto e opacos são os minerais acessórios mais importantes. Neste grupo foram identificadas as seguintes associações minerais diagnósticas:

mb + qtz + bio + gra + pl + ilm + clo ± epi ± tur [12]

mb + hor + pl + qtz + gra + bio + clo + rut ± epi [13]

Figura 4.10 - Fotomicrografia de granada-quartzo-mica xisto da escama superior (DE, ponto T-127). Apresenta textura granolepidoblástica porfirítica.

Figura 4.11 - Fotomicrografia de granada-mica xisto da escama superior (DE, ponto T-176).

Figura 4.12 - Fotomicrografia de granada-mica xisto da escama 2 (DW, ponto G583)

Figura 4.13 - Fotomicrografia de granada-mica xisto da escama 2 (DW, ponto G583).

Figura 4.14 - Fotomicrografia de hornblenda-granada-mica xisto escama 2 (DW, ponto T191).

Figura 4.15 - Fotomicrografia mostrando em detalhe a relação textural entre granada, muscovita, plagioclásio, clorita, biotita, quartzo e hornblenda, em amostra de hornblenda-granada-mica xisto (DW, ponto T191)

Os cristais de granadas presentes nos granada-mica xistos possuem tamanhos variando entre 0,5 e 2 mm em alguns casos atingem 1 a 2 cm. Possuem inclusões de quartzo, plagioclásio e opacos. As análises químicas realizadas em amostras provenientes das duas áreas de ocorrência de rochas da fácies anfibolito revelam que em algumas granadas são zonadas, conforme apresenta a Figura 4.16. Nas bordas apresentam a seguinte composição: almandina >>> grossulária > piropo > espessartita. No núcleo passa a ser almandina >> grossulária > espessartita > piropo. Nota-se algumas diferenças quando se compara análises de granada das escamas 1 (DW) e superior (DE).

Nas granadas da escama 2 (DW) predomina a molécula almandina que varia entre 0,64 e 0,66 no núcleo, passando a 0,70 a 0,80 nas bordas. As moléculas de grossulária e espessartita apresentam na borda teores entre 0,10-0,20 e 0-0,01, respectivamente. No núcleo estes se elevam passando a 0,20-0,21 (grossulária) e 0,07-0,16 (espessartita). Relação inversa é observada para a molécula de piropo que na borda apresenta teores de 0,08-0,10 passando a 0,03-0,04 no núcleo. A razão XFe também apresenta uma variação das bordas, com valores de 0,84-0,90, para o núcleo, com valores de os quais passam a 0,96-0,94. Estas relações são ilustradas nos perfis composicionais da Figura 4.16 e do Anexo 5(c). Nas granadas da escama superior (DE) observa-se basicamente as mesmas características descritas para escama 2 (DW), no entanto, são observadas algumas diferenças relacionadas às bordas das granadas. Na escama Superior os teores das moléculas almandina (entre 0,65 e 0,73) e piropo (entre 0,05 e 0,08) são ligeiramente menores que das bordas das granadas da escama 2 (DW), já a razão XFe é pouco maior (entre 0,88 e 0,93). Atribui-se estas diferenças a variação na temperatura, que foi mais elevada na escama 2, conforme será discutido em detalhes adiante.

As informações acima permitem inferir que as granadas zonadas foram geradas a partir de modificações na química da rocha, provavelmente a partir de um aquecimento contínuo, conforme comprovam o aumento nas moléculas de almandina e piropo e da razão XFe que são atribuídas por vários autores (Yardley 1990, Spear 1995, entre outros) ao aumento da temperatura. Este contínuo aquecimento foi seguido pela queda na pressão comprovada pela diminuição da molécula de grossulária, cuja proporção é influenciada pela pressão (Spear 1995). Estas informações são importantes na reconstrução da história P-T das rochas estudadas e serão analisadas em detalhe no item “4.7 - Trajetórias de Pressão e Temperatura”.

Figura 4.16 - Perfil composicionais de granadas das rochas situadas na fácies anfibolito em (a) amostra T44, proveniente da escama superior (DE). (b) amostra T582, da escama 2 (DW).

Em alguns cristais de granada dos granada-hornblenda-mica xistos não é observado zoneamento, como no exemplo ilustrado na Figura 4.17, onde a distribuição das proporções moleculares apresentam um padrão praticamente reto. A molécula de almandina apresenta teores de 0,60-0,71, e as moléculas de grossulária, piropo e espessartita apresentam teores de 0,08-0,20, 0,07-0,13, e 0,01-0,12, respectivamente. Já a razão XFe também varia muito pouco entre o núcleo e as bordas, possuindo valores entre 0,83-0,90. O padrão reto pode ser explicado de diversas formas, dentre as quais cita-se: a) modificação da composição química da granada por difusão; b) dissolução da borda da granada através de retrometamorfismo; c) o mineral ser uma parte de um cristal quebrado; ou d) que o grão analisado seja a borda de um grande cristal que foi cortado durante a confecção da seção delgada. Como esta situação se repete em outros perfis composicionais associados a este litotipo, como os apresentados no Anexo 5 (amostras T191 e G83) supõe-se que este padrão reto foi gerado por difusão.

Figura 4.17 - Análises de química mineral em granada da fácies anfibolito (ponto T-191) dispostos em perfil..

O plagioclásio associado à fácies anfibolito ocorre como porfiroblastos ou como grãos dispersos na matriz. Os teores químicos de alguns grãos de plagioclásio foram analisados em microsonda eletrônica, os resultados são apresentados na Figura 4.18. Com base nesses resultados observa-se que na escama 2 (DW) os plagioclásios apresentam teores de anortita variando de 0,20 a 0,26, estes teores são compatíveis com rochas situadas na fácies anfibolito em outras áreas (Yardley 1990; Miyashiro 1994).

Em algumas das amostras estudadas da escama superior (DE) apresentam plagioclásios zonados, como os apresentados na Figura 4.19. Estes cristais apresentam borda com teor de anortita variando de 0,07 a 0,16, e o núcleo com teor entre 0 a 0,03. Na mesma amostra que ocorrem cristais zonados também ocorrem plagioclásios sem zonação com composição albítica ($An = 0$ a 0,03). Estes cristais poderiam representar cristais retrometamórficos, quebrados ou simplesmente uma fase mineral diferente. Esta última hipótese parece ser a mais provável, visto que em outras amostras dessa escama ocorrem plagioclásios com composições albítica ($An = 0$ a 0,07), sem a presença de grãos zonados. No entanto, não se descarta a possibilidade de parte desses cristais serem retrometamórficos.

Os dados obtidos nos plagioclásios zonados da escama superior (DE) indicam que houve modificações nas condições químicas durante o crescimento dos cristais. Embora de maneira não conclusiva considera-se, baseado-se na comparação com os gráficos P-T-X apresentados por Spear (1995), que estas modificações foram geradas por mudanças na pressão, que diminuem do núcleo para a borda dos cristais. Esta observação corrobora aquelas obtidas em granadas zonadas. Estas relações serão melhor discutidas no item 4.7 - *Trajetórias de Pressão e Temperatura*.

Figura 4.18 - Diagrama triangular para classificação de feldspatos, onde estão plotadas os grãos analisados para as amostras aos granada-mica xistos da fácies anfibolito.

Figura 4.19 - Fotomicrografias apresentando plagioclásios zonados, presentes em algumas amostras da escama superior (DE).

O anfibólio ocorre somente em hornblenda-granada-mica xistos da escama 2 (DW), onde apresenta-se em cristais alongados em geral orientados paralelos à foliação S2c. São anfibólios cálcicos, quando plotados no gráfico $Mg / Mg+Fe$ vs. Si (Leake *et al.* 1997 Figura 4.20) correspondem ao campo da *tschermarkita* ou magnésio-hornblenda, não tendo sido constatada diferença significativa entre o núcleo e a borda dos minerais analisados.

Foram observadas algumas diferenças entre os xistos da escama 2 (DW) e os xistos da escama superior (DE) tais como: (a) a granulação da matriz dos xistos da escama 2 (DW) está compreendida entre 0,2 e 2 mm, as dos xistos da escama superior (DE) apresentam granulação de 0,2 a 1,2 mm. (b) os plagioclásios dos xistos da escama 2 (DW) apresentam $An = 0,20$ a $0,26$, na escama superior (DE) ocorrem duas fases de plagioclásio, uma zonada com bordas $An = 0,1$ a $0,15$ e núcleos $An = 0$ a $0,03$, e outra não zonada com $An = 0$ a $0,03$. (c) as granadas apresentam distribuição molecular similar nas duas áreas,

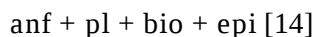
Figura 4.20 - Diagrama de classificação de anfibólios (Leake et al. 1997) onde estão plotadas as análises de química mineral realizados em anfibólios associados a hornblenda-granada-mica xistos da escama 2 (DW, pontos G83 e T191).

com enriquecimento de almandina e empobrecimento de espessartita do núcleo para borda, porém nota-se que as bordas das granadas da escama 2 (DW) apresentam teores de almandina e piropo mais elevados e razões XFe menores, quando comparados às bordas das granadas da escama superior (DW).

Estas questões podem refletir uma diferença no grau máximo do metamorfismo atingido pelas rochas das escamas superior (DE) e 2 (DW). Neste sentido Miyashiro (1994) postula que em fácies xisto verde o plagioclásio é albita com $An = 0$ a $0,02$, enquanto na fácies anfibolito o plagioclásio possui teores de anortita iguais ou superiores a $0,20$. Este autor também afirma que em algumas regiões é comum a existência de uma zona de transição entre as duas fácies metamórficas, onde coexistem albita e plagioclásios mais cálcicos que $An = 0,20$, existindo toda uma variação de composição entre os dois membros finais. Estas rochas formam a chamada fácies epidoto anfibolito. Porém Miyashiro (1994) considera que a fácies epidoto anfibolito não está presente ou não é facilmente reconhecido na maioria das regiões com metamorfismo progressivo, por este motivo este e muitos outros autores não a colocam como parte dos esquemas de distribuição de fácies metamórficas, dentre os quais inclui-se Yardley (1990), que é o esquema de distribuição de fácies metamórficas adotado neste trabalho.

Assim sendo as rochas da escama superior (DE) são colocadas como parte da fácies anfibolito, que no esquema de Yardley (1990) engloba as rochas da fácies epidoto anfibolito.

A segunda associação litológica presente na fácies anfibolito é representada por rochas básicas, principalmente, anfibolitos que apresentam textura granolepidoblástica com porfiroblastos de anfibólio circundados por uma matriz na qual também ocorre anfibólio além de plagioclásio, biotita, epidoto e clorita (Figura 4.21a-b). Neste grupo o metamorfismo principal é caracterizado pela seguinte associação mineral:



Análises de química mineral realizadas nos anfibólios das rochas básicas revelam que estes são anfibólios cálcicos com composição correspondente a *tschermarkita* (Figura 4.22, Leake *et al.* 1997). Os plagioclásios analisados, relacionados ao metamorfismo principal, apresentam teor de anortita de 0,29 e 0,30, conforme apresentado na Figura 4.23. Os dados de petrografia e química mineral são condizentes com rochas metabásicas situadas na fácies anfibolito em outras regiões conforme apresentado por Yardley (1990), Miyashiro (1994) e Spear (1995).

A terceira associação litológica é marcada por rochas metaultramáficas que variam sua forma de ocorrência. Normalmente ocorrem como um xisto marcado por uma textura lepidoblástica, com porfiroblastos de piroxênio (diopsídio) dispersos em uma matriz composta por tremolita / actinolita, clorita e rutilo (Figura 4.24a). Apresenta variações para rochas com uma textura fina marcada por talco e serpentina circundando cristais de clorita, que pseudomorfam antigos cristais de olivina ou piroxênio (Figura 4.24b). Outra forma de ocorrência é como tremolita / actinolita xisto conforme ilustra as Figuras 4.24c-d. Em todos os litotipos ocorrem, como minerais acessórios, turmalina, rutilo, carbonato e opacos.

Análises de química mineral realizadas em amostras de rochas metamultramáficas revelaram que os anfibólios são cálcicos. Quando plotados no diagrama $Mg / Mg+Fe$ vs. Si (Leake *et al.* 1997 Figura 4.25[a]) correspondem aos campos da tremolita ou magnésio-hornblenda. Já as análises realizadas nos piroxênios indicam que os grãos são de clinopiroxênios, sendo que no gráfico triangular En - Fs – Wo, elas plotam no campo do diopsídio (Figura 4.25[b]).

4.3.3 - Retrometamorfismo

O auge do metamorfismo representa as condições de máxima temperatura atingidas pela rocha. Na zona da granada e na fácies anfibolito o auge do metamorfismo principal ocorreu num estágio cedo-D2 (ver adiante). Com a continuidade da deformação as rochas foram conduzidas para níveis crustais menos profundos ocasionando a redução da temperatura. Alguns dos minerais formados em mais alto grau foram transformados, adaptando-se às novas condições e dando origem a feições retrometamórficas, as principais relacionam-se a D4.

As feições retrometamórficas relacionadas às rochas situadas na fácies anfibolito e xisto verde superior são as mais proeminentes, isto se deve ao contraste entre o auge metamórfico (térmico) atingido por estas rochas e às condições do retrometamorfismo relacionados à fase D4. Nas rochas metapelíticas observa-se a formação de clorita e muscovita a partir de granada, sendo que esta transformação se deu principalmente ao longo de bordas e fraturas, conforme ilustra a Figura 4.26(a). Uma outra feição retrometamórfica comum nas rochas metapelíticas é a formação de clorita a partir da biotita, conforme exemplifica a Figura 4.26(b).

Os plagioclásios associados às rochas das fácies anfibolito e xisto verde superior, que foram gerados durante o metamorfismo principal, são intensamente saussuritizados e sericitizados (Figura 4.26[c]). Em algumas rochas, tais como nos anfibolitos e no hornblenda-granada-mica xisto da escama 2 (DW) é possível reconhecer uma segunda fase de cristalização de plagioclásio relacionada à fase D4. Estes cristais quando comparados àqueles do metamorfismo principal apresentam tamanho reduzido, relevo mais baixo, em geral, situam-se nas proximidades de um cristal maior relacionado ao metamorfismo principal (Figura 4.26[d]). A composição destes cristais é albitica ($An = 0$ a $0,17$), conforme pode ser observado no diagrama triangular de classificação de feldspatos da Figura 4.27.

Outras feições retrometamórficas menos frequentes é a transformação de cloritóide para a associação clorita + muscovita + quartzo, como pode ser observado na Figura 4.26(e). Em algumas rochas da escama intermediária também é possível observar agregados de muscovita envolvendo núcleos de cianita. Esta relação é interpretada como um efeito retrometamórfico no qual a cianita é substituída por muscovita que passa a pseudomorfear a antiga forma do cristal de cianita (Figura 4.26[f]). Nos anfibolitos e

Figura 4.26 - (a) Fotomicrografia de granada-mica xisto (ponto T176, escama superior [DE]) apresentando porfiroblasto de granada parcialmente transformado para clorita, que se dá preferencialmente ao longo de bordas e fraturas da granada. (b) Fotomicrografia de granada mica xisto (ponto CA-53, escama intermediária [DE]), ilustrando a transformação de biotita para clorita. (c) Fotomicrografia de gnaiss (ponto T224, escama 2 [DW]) na qual podem ser observados diversos cristais de plagioclásio intensamente saussuritizados, envoltos por uma matriz quartzosa. (d) Fotomicrografia de hornblenda-granada-mica xisto da escama 2 (DW, ponto T191) onde é ilustrada a ocorrência de duas fases de plagioclásio, a primeira relacionada ao metamorfismo principal e a segunda ao retrometamorfismo D4. (e) Fotomicrografia de grafita-quartzo-mica xisto da escama 1 (DW, ponto 203), na qual ocorre um porfiroblasto de cloritóide parcialmente transformado para clorita, muscovita e quartzo. (f) Fotomicrografia de quartzo-mica xisto da escama intermediária (DE, ponto T99) no qual ocorre agregados de muscovita envolvendo núcleos de cianita.

hornblenda-granada-mica xistos da escama 2 (DW) observa-se o retrometamorfismo dos anfibólitos que passam a clorita e quartzo, e em alguns casos a epidoto.

As principais feições retrometamórficas relacionadas à fase D4 visíveis nas rochas situadas nas diferentes condições metamórficas (fácies xisto verde ou anfibolito) são: (a) recristalização de quartzo, comum a maioria dos litotipos sendo uma das principais características dessa fase de deformação; (b) recristalização e reorientação de micas brancas geradas durante o metamorfismo principal; e (c) cristalização de mica branca e clorita em planos paralelo as charneiras das dobras e crenulações da fase D4.

Baseando-se nas observações acima infere-se que à fase D4 foi desenvolvida em condições de metamorfismo de fácies xisto verde inferior (zona da clorita).

As feições retrometamórficas relacionadas às fases pós-D4 são localizados. Nas zonas de cisalhamento D5 são observados efeitos retrometamórficos relacionados à fase D5, o efeito mais comum observado nestas regiões é a recristalização de quartzo, muscovita e clorita. Na região da Fazenda da Divisa onde situa-se uma mineralização aurífera são observados outros efeitos retrometamórficos relacionados a fase D5, destacando-se a cristalização de carbonatos em veios paralelos aos planos axiais das dobras D5 e a cristalização de sulfetos. Estas relações são descritas em detalhe no Capítulo 6 (Item 6.2.2 – Geologia do Depósito).

4.4 - ESTIMATIVAS DE PRESSÃO E TEMPERATURA

Há basicamente duas maneiras de determinar as condições de auge da temperatura e pressão do metamorfismo, por geotermobarometria ou através de grade petrogenética. Ambas as técnicas foram usadas para determinar as condições do auge do metamorfismo das rochas estudadas.

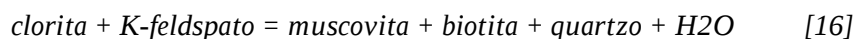
4.4.1 –Grade Petrogenética

As estimativas das condições do pico metamórfico podem ser avaliadas pela simples comparação da assembléia mineral observada com grades petrogenéticas baseadas em reações calibradas empírica ou experimentalmente. Na área estudada foram avaliadas as condições P-T das rochas das várias fácies metamórficas identificadas, cujos campos de estabilidade estão plotados na Figura 4.28.

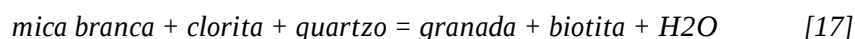
As rochas que possuem paragênese mineral característica da zona da clorita têm sua temperatura máxima estimada em 350-420°C, pois esta é a temperatura estimada para a reação:



responsável pela geração de biotita. A reação 15 em conjunto com a reação:



marcam a temperatura mínima (350-420°C) a partir da qual ocorre biotita. A temperatura mínima das rochas da zona da granada é dada pela reação:



esta reação ocorre em uma temperatura de 430-480°C. A temperatura máxima das rochas da zona da granada é dada pelas reações que marcam o aparecimento da estaurolita, que não foi identificada nas rochas estudadas. A estaurolita é inicialmente gerada pela seguinte reação:



A reação 18, que marca o aparecimento de estaurolita, ocorre a uma temperatura de 540-570°C. Entretanto, esta reação somente ocorre em rochas pelíticas ricas em alumínio e pobres em cálcio (Yardley 1990; Spear 1995). Yardley (1990) admite que alguns granada mica xistos não possuem as composições químicas necessárias ao

Figura 4.28 - Grade petrogenética baseadas em reações calibradas empírica ou experimentalmente, na qual estão plotadas os campos de estabilidade das associações minerais identificadas na área estudada.

desenvolvimento de estaurolita, neste caso o aparecimento da estaurolita pode se dar a temperaturas bem mais altas, em torno de 550-680°C, através da reação:



Algumas das rochas estudadas, que apresentam granada, não contêm cloritóide. O que pode indicar que estas rochas possuam baixo alumínio, permitindo considerar que, apesar de não apresentar estaurolita, estas rochas podem ter atingido a fácies anfibolito.

Uma outra forma de avaliar as condições de temperatura atingidas pelas rochas que apresentem paragêneses contendo granada e biotita, e a utilização grade P-T proposta por Spear & Cheney (1989 Figura 4.29), no qual são traçados contornos de XFe (Fe/Fe + Mg) em granadas, que segundo Spear & Cheney (1989) varia em função das mudanças da pressão e principalmente da temperatura

As estimativas da temperatura foram feitas utilizando-se análises das bordas das granadas que na maioria dos casos é compatível com a composição da granada no auge do metamorfismo. As razões XFe de amostras situadas na fácies xisto verde zona da granada (amostras CA53, CA62, CS3, G113, G116, G107, T197, T250, T255, T380, T456, e T611. Ver tabela com os dados no Anexo 5) variam entre 0,89 e 0,94. As temperaturas estimadas com esses valores são de 500-550 °C. Estas temperaturas estão compreendidas entre os valores estimados para o aparecimento da granada (430-480°C) pela reação [17] e as estimadas pela reação [18] que marcam o aparecimento do cloritóide.

As estimativas feitas para a fácies anfibolito foram divididas em dois grupos, a primeira foi realizada com amostras da escama superior (DE, amostras T26, T44, T127, T171 e W69. Ver tabela com os dados no Anexo 5), as razões XFe das granadas deste conjunto varia entre 0,88 e 0,91, sendo que as temperaturas estimadas variam entre 530-560°C. Estas temperaturas indicam que as rochas desse conjunto estão situadas aproximadamente na curva definida pela reação [18].

O segundo conjunto refere-se a análises realizadas nas rochas da escama 2 (DW, amostras G83, T191, e T582. Ver tabela com os dados no Anexo 5), os valores de XFe para estas amostras variam entre 0,83 e 0,84. As temperaturas estimadas a partir desses valores situam-se entre 540 e 580°C. Estas temperaturas são próximas, porém, acima daquelas definidas pela reação [18].

Figura 4.29 - Grade P-T proposto por Spear & Cheney (1989), no qual são traçados contornos de $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ em granadas em função da pressão e da temperatura.

4.4.2 - Geotermobarometria

a) Considerações Iniciais

As condições de pressão e temperatura para rochas contendo granada foram estimadas através de cálculos geotermobarométricos. Algumas das amostras analisadas, com um maior número de fases minerais, tiveram suas condições P-T estimadas através do programa THERMOCALC (Powell & Holland 1994). As demais amostras foram avaliadas por geotermobarometria convencional, através dos geotermômetros granada-biotita e granada-muscovita. Já as pressões foram estimadas utilizando-se os geobarômetros granada-plagioclásio-biotita-muscovita-quartzo (GPBMQ) ou granada-plagioclásio-biotita-quartzo (GPBQ). A pressão também foi determinada utilizando-se o conteúdo de Si em fengitas.

Para o cálculo das condições do auge do metamorfismo foram utilizadas preferencialmente as composições das bordas de granadas e plagioclásios e biotitas e muscovitas em contato com ou próxima à borda. O mesmo procedimento foi adotado para outros minerais utilizados como pares para a geotermometria. Menos freqüentemente foram utilizadas composições das bordas de granada com fases minerais presentes na matriz. Em alguns casos em que a borda da granada apresentava indícios de retrometamorfismo, checado através de perfis composicionais, foram utilizadas análises de uma parte mais interna da granada que não apresentasse feições de reequilíbrio.

As amostras objeto de estudo geotermobarométrico são aquelas que possuem uma associação mineralógica com granada. Estas associações ocorrem localmente em rochas atribuídas à zona da clorita, distribuindo-se de maneira mais ampla na zona da granada e na fácies anfibolito. A distribuição das amostras estudadas em relação à seqüência tectono-estratigráfica pode ser observada nas Figuras 4.30 e 4.31. As amostras analisadas são separadas em cinco grupos:

1. amostra da escama inferior do domínio E (W79);
2. amostras da escama intermediária do domínio E (CA53, CA62, CS3, G107, G113, G116, G117, T250, T255, T380, T456, T611);
3. amostras da escama superior do domínio E (T26, T44, T127, T748, W69);
4. amostra da escama 1 do domínio W (T197);
5. amostras da escama 2 domínio W (G83, T191, T582).

Figura 4.30 – Mapa Geológico simplificado, no qual estão plotados os pontos nos quais foram estimadas as condições de pressão e temperatura.

Figura 4.31 - Coluna estratigráfica apresentando a distribuição das amostras e as estimativas de pressão e temperatura.

b) Resultados do THERMOCALC

Um recente avanço na área da petrologia foi a disponibilização de grandes bancos de dados termodinâmicos, o que tornou possível calcular reação de equilíbrios para grande parte dos minerais, já que estes bancos têm dados reais para a maioria das fases minerais na reação desejada. Usando um banco de dados internamente consistente, todos os possíveis equilíbrios entre minerais de uma dada assembléia podem ser calculados no espaço P-T e aplicados para estimar temperaturas e pressões médias utilizando-se as interações possíveis. Os programas mais difundidos na petrologia metamórfica que utilizam estes bancos de dados são THERMOCALC (Powell & Holland 1994) e TWEEQU (Berman 1991).

O THERMOCALC (Powell & Holland 1994) foi utilizado para calcular o auge do metamorfismo para duas amostras da escama superior (DE) e duas amostras na escama 2 (DW). Os dados de química mineral, os cálculos de atividade e os resultados são apresentados no Anexo 6.

A amostra T127 é um granada-mica xisto da escama superior (DE), composta pela associação muscovita + biotita + clorita + granada + plagioclásio (albita) + epidoto + quartzo, cujas análises de química mineral são apresentadas no anexo 1, e os resultados na tabela 4.3 O membro final espessartita (granada) foi eliminado automaticamente pelo programa por apresentar baixa concentração e os componentes anortita (plagioclásio) e amesita (clorita) foram eliminados por apresentarem desequilíbrio com o restante da assembléia utilizada para o cálculo.

Como a atividade da água não foi calculada foram arbitradas várias possíveis composições. Com a atividade da água igual a 1 a temperatura é de $586 \pm 16^{\circ}\text{C}$, e a pressão é $7,8 \pm 1,5$ kbar, passando a $549 \pm 15^{\circ}\text{C}$ e $7,3 \pm 1,5$ com a atividade da água igual 0,5. Supõe-se, com base em observações petrográficas, que o fluido continha CO_2 , já que a amostra apresenta carbonato. Dessa forma, optou-se por estipular as condições de atividade de fluido de 0,75-0,25 ($\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$), com esta composição da fase fluida a temperatura é de $568 \pm 16^{\circ}\text{C}$ e a pressão é $7,4 \pm 1,5$ sendo estes os valores admitidos como os mais prováveis para o auge do metamorfismo na amostra em questão.

Tabela 4.3 – Estimativas de P-T obtidas através do THERMOCALC para a amostra T127.

<i>aH₂O</i>	<i>T</i> °C	<i>s.d.(T)</i>	<i>P</i> kbar	<i>s.d.(P)</i>	<i>correl.</i>	<i>fit</i>	<i>NR</i>	<i>Membros finais s eliminados</i>
1	586	16	7,8	1,5	0,346	1,13	8	Spss, An, ames
0,75	568	16	7,4	1,5	0,362	1,16	8	Spss, An, ames
0,50	549	15	7,3	1,5	0,424	1,21	8	Spss, An, ames

A outra amostra da escama superior (DE) a partir da qual foi possível determinar as condições de P-T via THERMOCALC para a escama superior (DE) foi a amostra T26, um granada-mica xisto, com a associação muscovita + biotita + clorita + granada + cloritóide + quartzo. Para esta amostra foram eliminados os membros finais espessartita e grossulária (granada) por apresentarem baixa concentração, e paragonita (muscovita), por contribuir para o desequilíbrio das reações calculadas.

A temperatura e a pressão variam em função das várias composições de atividade de H₂O arbitradas (Tabela 4.4), com a atividade de H₂O igual a 0,5 a temperatura é de 530 ± 13°C e a pressão é 7,6 ± 2,2. Para atividade de H₂O igual a 0,75 a temperatura é de 548 ± 14°C e a pressão de 7,7 ± 2,2. Com base em critérios petrográficos, já que a amostra não possui nenhuma fase que contenha CO₂ em sua composição, supõe-se que a atividade de fluidos seja predominantemente de H₂O portanto próxima a 1, com esta atividade a temperatura é de 566 ± 15 °C e a pressão 7,9 ± 2,2 kbar.

Tabela 4.4 – Estimativas de P-T obtidas através do THERMOCALC para a amostra T26.

<i>aH₂O</i>	<i>T</i> °C	<i>s.d.(T)</i>	<i>P</i> kbar	<i>s.d.(P)</i>	<i>correl.</i>	<i>fit</i>	<i>NR</i>	<i>Membros finais eliminados</i>
1	566	15	7,9	2,2	-0,10	1,18	8	Spss, pa, gr
0,75	548	14	7,7	2,2	-0,06	1,20	8	Spss, pa, gr
0,50	530	13	7,6	2,2	0,06	1,23	8	Spss, pa, gr

As condições do auge do metamorfismo foram calculadas para duas amostras da escama 2 do DW, ambas são de hornblenda-mica xisto, que ocorre como lentes ou camadas intercaladas nos granada-mica xisto desta escama. Para a primeira amostra proveniente do ponto G83, as condições P-T foram calculadas a partir da seguinte associação mineral: hornblenda + plagioclásio (oligoclásio) + muscovita + biotita + granada + quartzo + fluido. Foram realizados vários cálculos da pressão e da temperatura, variando os valores de atividade da água, estes dados são apresentados na Tabela 4.5. Como a amostra não apresenta fase mineral que comprove a atividade de CO₂, admite-se que os valores de 660± 42°C e de pressão 11,1±1,7 kbar, correspondentes a

$a_{H_2O} = 1$, sejam os mais próximos das condições do pico do metamorfismo para esta amostra.

Tabela 4.5 – Estimativas de P-T calculados pelo THERMOCALC para a amostra G83.

a_{H_2O}	$T^{\circ}C$	$s.d.(T)$	$P \text{ kbar}$	$s.d.(P)$	$correl.$	Fit	NR	<i>Membros finais eliminados</i>
1	660	42	11,4	1,7	0,87	1,64	10	-
0,75	640	39	11,1	1,6	0,87	1,62	10	-
0,50	620	37	10,8	1,6	0,87	1,62	10	-
0,25	576	34	10,1	1,5	0,87	1,65	10	-

A segunda determinação foi feita com amostra do ponto T191, que possui: hornblenda + plagioclásio (oligoclásio) + muscovita + biotita + granada + epidoto + quartzo. Os cálculos foram realizados sem a participação dos membros finais celadonita (muscovita) e grossulária (granada) que desequilibravam algumas das reações calculadas. Adicionalmente o programa retirou o membro final espessartita (granada) por apresentar baixa concentração. Os cálculos P-T com vários valores de atividade de H_2O são apresentados na Tabela 4.6. Com base na ausência de fases minerais que comprovassem a atividade de um fluido com CO_2 e também nas estimativas P-T realizadas por outros métodos, considera-se que os valores de temperatura igual a $682 \pm 37^{\circ}C$ e pressão igual a $12 \pm 1,4 \text{ kbar}$, correspondentes a $a_{H_2O} = 1$, sejam os mais próximos das condições do auge do metamorfismo para esta amostra.

Tabela 4.6 – Estimativas de P-T calculados pelo THERMOCALC para a amostra T191.

a_{H_2O}	$T^{\circ}C$	$s.d.(T)$	$P \text{ kbar}$	$s.d.(P)$	$correl.$	Fit	NR	<i>Membros finais eliminados</i>
1	682	37	12,6	1,4	0,93	1,30	10	cel, gr, spss
0,75	662	33	12,2	1,3	0,92	1,22	10	cel, gr, spss
0,50	642	29	11,7	1,1	0,92	1,14	10	cel, gr, spss

c) Resultados da Geotermobarometria Convencional

As temperaturas das diferentes amostras foram estimadas através dos geotermômetros granada-biotita e granada-muscovita.

O geotermômetro granada-biotita é baseado na partição Fe^{2+} e Mg entre granada e biotita. Pelo fato deste geotermômetro poder ser aplicado a um grande número de rochas, ele é um dos geotermômetros de troca mais empregados em trabalhos de geotermobarometria. O que se reflete na quantidade de calibrações existentes, cerca de 18 (segundo Bucher e Frey 1994). Estas calibrações podem ser divididas em empíricas, com base em observações de campo ou experimentais.

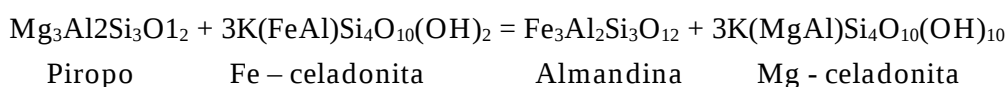
Ferry e Spear (1978), publicaram dados experimentais de uma troca entre Fe-Mg entre cristais sintéticos de anita-flogopita e almandina-piropo no sistema Fe/(Fe+Mg). Como esta calibração leva em consideração somente a mistura de Fe e Mg entre granada e biotita, assumindo que todos os outros componentes misturam idealmente, Ferry e Spear (1978) restringiram o uso deste geotermômetro a granadas com baixos teores de Ca e Mn, com $(\text{Ca} + \text{Mn}) / (\text{Ca} + \text{Mn} + \text{Fe} + \text{Mg}) \leq 0,2$, e a biotitas com baixos valores de Al^{VI} e Ti, com $(\text{AlVI} + \text{Ti}) / (\text{AlVI} + \text{Ti} + \text{Fe} + \text{Mg}) \leq 0,15$.

Como as amostras analisadas, na tese de doutorado, não se enquadrava nas condições impostas a utilização da calibração de Ferry e Spear (1978), foi utilizada a calibração de Ganguly e Saxena (1984), que é baseada na calibração de Ferry e Spear (1978). Esta calibração incluindo correções para o componente de grossulária na granada que não tem uma mistura não ideal com piropo. A calibração de Ganguly e Saxena (1984) também inclui correções para a não idealidade da mistura do componente de essartita na granada. As correções impostas por esta calibração são bastante grandes, mas são compensadas por uma correção contrária da não idealidade da mistura de Fe e Mg. Na maioria das assembléias com granada e biotita há uma forte correlação entre o conteúdo de essartita da granada e o Fe/Mg: granadas com X_{sps} mais alto tem valores de Fe/Mg mais baixos.

As amostras também tiveram suas temperaturas estimadas através da calibração proposta por Perchuck e Lavrent'eva (1983) que também fizeram estudos experimentais na troca entre Fe-Mg entre granada e biotita. Este estudo baseou-se amplamente na utilização de minerais naturais, que serviram de materiais iniciais no sistema que cobre uma variação de Fe/(Fe + Mg) de 0,3 a 0,7.

Outra calibração utilizada foi àquela proposta por Holdaway *et al.* (1997). Esta calibração é baseada nas calibrações de Ferry e Spear (1978) e Perchuck e Lavrent'eva (1983), além das constantes de Margules de granada propostas por Mukhopadhyay *et al.* (1997), das constantes de Margules experimentais de Mn proposta por Ganguly e Cheng (1994). Além de uma melhor avaliação dos conteúdos de Fe³⁺ em biotita e granada.

Outro geotermômetro utilizado foi o geotermômetro granada-muscovita, que se baseia na partição entre Fe e Mg entre granada e muscovita coexistentes, podendo ser descrito como (Krogh e Raheim 1978; Green e Hellman 1982, Hynes e Forrest 1988; Chun-Ming *et al.* 2002).:



Este termômetro foi calibrado experimentalmente por Krogh e Raheim (1978) e Green e Hellman (1982) e empiricamente por Hynes e Forrest (1988). Contudo estas calibrações não discernem mudanças em seqüências com metamorfismo progressivo, invertido ou de contato. Com intuito de possibilitar a utilização deste geotermômetro para estas situações Chun-Ming *et al.* (2002) propuseram uma calibração empírica baseada na aplicação simultânea dos geotermômetros granada-biotita (Holdaway 2000) e do geobarômetro GASP (Holdaway 2001) em amostras de pelitos coletadas na literatura.

As rochas estudadas situam-se acima da curva de estabilidade da cianita uma vez que este mineral ocorre em alguns locais da área estudada e também pelo padrão geral da Faixa Brasília, que não apresenta ocorrência de andaluzita em escala regional.

No entanto, como são poucas as ocorrências de cianita, as opções para o cálculo da pressão são restritas. Em teoria uma dessas opções é o geobarômetro granada-plagioclásio-biotita-muscovita-quartzo (GPBMQ; Ghent & Stout 1981; Hodges & Crowley 1985; Hoisch 1990). Uma outra é o geobarômetro granada-plagioclásio-biotita-quartzo (GPBQ; Hoisch 1990). Já que as assembléias necessárias para o cálculo ocorrem em equilíbrio nas rochas estudadas, ambos seriam aplicáveis a grande parte das rochas estudadas. Entretanto o uso desses geobarômetros é restrito às rochas que apresentem determinadas condições químicas, dentre estas destaca-se nas calibrações de Ghent & Stout (1981) e Hodges & Crowley (1985) o teor de anortita em plagioclásio que deve estar entre 0,02-0,08. Para as calibrações de Hoisch (1990) há restrições quanto aos valores mínimos e máximos de LnKd, que são muito influenciados pela quantidade de An em plagioclásio, que quando muito baixa fornecem valores de LnKd inferiores àqueles

recomendados. Visto que poucas são as rochas que apresentam plagioclásio com teor de anortita superior a 0,1 p.f.u. estes geobarômetros, foram utilizados para o cálculo da pressão em um número reduzido de amostras.

A maior parte dos cálculos de pressão foi feita a partir do geobarômetro do conteúdo de Si em fengitas desenvolvido experimentalmente por Massonne & Schreyer (1987), para assembléias contendo fengita, flogopita, K-feldspato e quartzo. A pressão é obtida diretamente de um gráfico P-T, no qual estão traçadas as isopletras de Si para micas potássicas, plotando-se a temperatura na qual a assembléia foi estabilizada e o teor de Si na mica branca estudada. Se K-feldspato ou flogopita estão ausentes na assembléia analisada somente uma pressão mínima pode ser calculada. A estimativa da pressão por este método foi feita diretamente no gráfico apresentado no artigo (Massonne & Schreyer 1987). Quando a amostra apresentava várias análises, optou-se pela adoção da análise que com maior teor de Si por fórmula, visto que o mineral analisado deve ter atingido no mínimo a pressão suficiente para gerar este conteúdo de Si.

Todas as amostras tiveram as curvas das reações utilizadas para a estimativa da temperatura plotadas em diagramas P-T, conforme apresentado no Anexo 7. O método utilizado para a estimativa de pressão e temperatura é ilustrado na Figura 4.32, na qual são plotadas as curvas das calibrações utilizadas para cálculo da temperatura e pressão da amostra T127. As análises de química mineral utilizadas nos cálculos geotermobarométricos são apresentadas no Anexo 6.

Condições P-T Escama Inferior (DE)

A amostra W79 foi a única desta escama que teve suas condições de temperatura e pressão avaliada, isto se deve a ocorrência restrita de granada e biotita, que é uma situação peculiar nesta escama. As temperaturas foram estimadas através do geotermômetro granada-biotita com as calibrações de Lavrent'eva & Perchuk (1981) e Ganguly & Saxena (1984) que incluem correções no conteúdo de espessartita para granadas, o que é muito importante para esta amostra, já que as granadas apresentam um alto teor desta molécula. A temperatura estimada para esta amostra é de 340 °C. A pressão mínima estimada é de 3,5 kbar (Anexo 7-1).

Figura 4.32 - Exemplo do método utilizado para o cálculo das condições de P-T utilizando-se a amostra G107.

Condições P-T Escama Intermediária (DE)

Para esta escama foram estimadas as condições P-T de 12 amostras distribuídas em diferentes posições dentro da seqüência tectono-estratigráfica. As amostras CA53, CA62, G107, T250, T255, T380 e T611, que tem uma associação mineral composta por muscovita, quartzo, biotita, granada e plagioclásio tiveram suas condições de temperatura avaliadas com a utilização dos geotermômetros granada-biotita e granada-muscovita. As pressões foram estimadas através do geobarômetro Si em fengita (Massonne & Schreyer 1987). As curvas das diferentes calibrações quando plotadas no diagrama P-T (Anexo 7-2), apresentam pouca dispersão, sendo que os valores estimados para estas amostras são: CA53 T = 520°C, P = 3 kbar; CA62 T = 510°C, P = 5 kbar; G107, T= 430 °C, P = 5 kbar; T250, T = 490 °C, 4 kbar; T255 = 500 °C, 3,8 kbar; T380 T = 550, P = 8 kba; T611 T = 550, P = 7,25 kbar.

As amostras CS3, G113, G116, G117 e T456 que tem associação mineral com muscovita, quartzo, granada e plagioclásio, podendo conter ou não biotita, tiveram suas condições de temperatura e pressão analisadas através do geotermômetro granada-muscovita e do geobarômetro de Si em fengita. As condições de T e P estimadas levando-se em consideração essas calibrações foram (Anexo 7-2): CS3 T = 470°C, P = 7,5 kbar; G113, T = 510°C, 8 kbar; G116 T = 510 °C, P = 7kbar; G117 T = 550, 6,3 kbar; e T456 T = 520 e P = 7,3.

A análises dos resultados com auxílio das Figuras 4.30 e 4.31 revelam que as pressões mínimas variam entre 5-7,5 kbar, independente da posição na escama. Já as temperaturas estimativas tendem a apresentar variação da base para o topo da escama. As amostras situadas na base da escama apresentam temperaturas entre 430-510°C. No topo as temperaturas variam entre 490-550°C. Esta variação pode sugerir um aumento de temperatura da base para o topo da escama ou refletir um reequilíbrio da base durante o início dos empurrões D2.

Condições P-T Escama Superior (DE)

Nesta escama foram feitas estimativas para 6 amostras em diferentes posições da escama. As estimativas realizadas para amostra T26 fornecem uma temperatura de 600°C, e pressão de 5,7 kbar. Para a amostra T127 a temperatura é de 540°C e a pressão de 7 kbar (Anexo 7-3). As temperaturas estimadas nestas amostras não levam em conta a calibração de Chun-Ming *et al.* (2002), que não pode ser usada devido ao fato das análises de muscovita possuírem teores de Mg superiores ao recomendado. Estas amostras também tiveram suas condições de P-T avaliadas pelo THERMOCALC. Por este método as condições de pressão para ambas as amostras são superiores as estimadas por geotermobarometria convencional. Já a temperatura é pouco menor na amostra T26 e pouco maior na amostra T127. Como o método de cálculo do THERMOCALC inclui os equilíbrios utilizados para o cálculo convencional, opta-se pela utilização das condições P-T estimadas por este método.

Para as amostras T44 foi estimada uma temperatura de 590°C e uma pressão de 8 kbar. Já para a amostra T748 obteve-se uma temperatura de 520 °C e pressão de 7,5 kbar (Anexo 7-3). Nesta última amostra a pressão foi estimada utilizando-se um dos geobarômetros proposto por Hodges & Crowley (1985), e como esta amostra apresenta uma paragênese mineral contendo granada, muscovita, biotita, quartzo e plagioclásio, foi utilizada a reação 5 daqueles autores (R5). A amostra atende os pré-requisitos para

aplicação do geobarômetro já que além de possuir a paragênese necessária a aplicação, possui granada com teor de espessartita menor que 25%, biotitas com teor de alumínio menor que 20% e Ti menor que 5%. Adicionalmente análises da borda de plagioclásio utilizado para o cálculo da pressão apresenta teor de anortita de 0,15. O que é um fator crítico para obtenção da pressão em outras amostras.

As amostras T171 e W69 apresentavam paragêneses minerais que não continham biotita, por isso as temperaturas foram estimadas apenas com base no geotermômetro granada-muscovita, com a calibração de Chun-Ming *et al.* (2002). A temperatura estimada para a amostra T171 foi de 560°C com pressão de 6,5 kbar. Para a amostra W69 a temperatura é de 550°C e a pressão de 5 kbar (Anexo 7-3).

As temperaturas estimadas para esta escama variam entre 520-600°C (Figura 4.26). Diferentemente da escama 4 não há uma variação entre os valores calculados para a base e o topo da seqüência tectono-estratigráfica desta escama. A pressão também não mostra um aumento ou diminuição significativa entre a base e o topo da escama.

Condições P-T da Escama 1 (DW)

As estimativas de pressão e temperatura para esta escama foi feita apenas na amostra T197. Os cálculos foram feitos através dos geotermômetros granada biotita e granada muscovita e a pressão através do geobarômetro Si em fengita. A temperatura estimada para esta amostra foi de 540 e a pressão é de 7,5 kbar.

Condições P-T da Escama 2 (DW)

As condições de P-T para esta escama foram estimadas através de três amostras. As amostras T191 e G83 são xistos com anfibólio e contém paragênese mineral contendo muscovita, biotita, quartzo, granada, hornblenda e plagioclásio, exemplos desta paragênese mineral podem ser observados na Figura 4.14 e em principalmente na Figura 4.15. As temperaturas estimadas para estas amostras são de 630°C (G83) e 600°C (T191), conforme apresentado no Anexo 7-5. Neste cálculo foram contabilizadas todas as calibrações granada-biotita e granada-muscovita, com exceção da calibração de Ganguly & Saxena (1984). Esta calibração faz duas correções, uma para o Xsps e uma outra para o Fe/Mg, já que na maioria das assembléias com granada e biotita há uma correlação negativa entre o conteúdo de espessartita e a razão Fe/Mg da granada. Como as análises de granada utilizadas para o cálculo possuíam Xsps entre 0 e 0,01, somente o valor de Fe/Mg é compensado, fazendo com que as temperaturas sejam mais baixas nesta

calibração. Dessa forma, optou-se por calcular as temperaturas sem a participação da calibração de Ganguly & Saxena (1984).

As amostras T191 e G83 tiveram as pressões estimativas através do geobarômetro granada-plagioclásio-biotita-muscovita-quartzo (GPBMQ), segundo as calibrações de Ghent & Stout (1981); Hodges & Crowley (1985) e Hoisch (1990). Também foi aplicado o geobarômetro granada-plagioclásio-biotita-quartzo (GPBQ) de Hoisch (1990). No entanto, as calibrações de Hoisch (1990) apresentam restrições ao uso quanto a composição das micas que devem ter: $0,00851 \leq X_{Mg}^{mus} \leq 0,0433$; $0,319 \leq X_{Mg}^{bio} \leq 0,417$; $0,339 \leq X_{Fe}^{bio} \leq 0,443$; $0,0894 \leq X_{Al}^{bio} \leq 0,1700$; e $0,024 \leq X_{Ti}^{bio} \leq 0,0732$, como as micas utilizadas não apresentam essas condições, não foram consideradas as estimativas feitas por esta calibração. Já a calibração de Ghent & Stout (1981) impõe restrições ao uso de amostras com biotita com $(X_{AlVI} + X_{Ti})$ entre 0,14 e 0,21 pfu, e granada com $(X_{Ca} + X_{Mn})$ entre 0,21 e 0,23. O plagioclásio deve ter X_{An} entre 0,02 e 0,08 pfu. Embora as amostras estudadas apresentem granada e plagioclásio dentro das condições estipuladas, as micas não perfazem os pré-requisitos, por isso esta calibração também foi desconsiderada.

Dessa forma foi utilizada somente a calibração de Hodges & Crowley (1985) já que as amostras perfazem as condições estipuladas para o seu uso, granada com teor de espessartita menor que 25%, biotita com teor de alumínio menor que 20% e Ti menor que 5%. As reações R3, R4 e R5 de Hodges & Crowley (1985) podem ser utilizadas em amostras sem Al_2SiO_5 , sendo que a reação R4 pode ser utilizada na ausência de biotita. As reações R4 e R11 podem ser utilizadas em amostras com anfibólio. Como as amostras G83 e T191 não têm Al_2SiO_5 e apresentam anfibólio, utilizou-se a reação 4 para calcular a pressão dessa amostra. A partir da qual obteve-se uma estimativa de 9,8 kbar para a amostra G83 e 9,5 kbar para a amostra T191 (Anexo 7-5).

A terceira amostra analisada nesta escama é a amostra T582, esta amostra apresenta uma paragênese mineral contendo quartzo, muscovita, biotita, granada e plagioclásio, que pode ser observada nas Figuras 4.12 e 4.13. As estimativas da temperatura para esta amostra indicam uma temperatura de 600°C. De maneira similar ao das amostras G83 e T191 não foi utilizada a calibração de Ganguly & Saxena (1984), pelos mesmos problemas já discutidos. A pressão foi estimada utilizando-se o geobarômetro do teor de Si em muscovita, tendo sido estimada uma pressão de 8 kbar.

As amostras G83 e T191 tiveram as suas condições de P-T estimadas pelo THERMOCALC. Sendo que para amostra G83 os valores obtidos foram de 640°C e 11

kbar e para a amostra T191 foram de 642°C e 11,7 kbar. Estes valores são bem mais elevados que os obtidos pela geotermobarometria convencional, como o THERMOCALC incorpora em sua base de dados os equilíbrios calculados pela geotermobarometria convencional, optou-se pela adoção das estimativas realizadas pelo THERMOCALC.

4.5 – CONDIÇÕES DO AUGE DO METAMORFISMO

Com base em observações petrográficas e nas estimativas de P-T obtidas através da grade petrogenética, THERMOCALC e geotermobarometria convencional, são sugeridas abaixo, as condições para o auge do metamorfismo das escamas identificadas. Os limites das fácies metamórficas são aquelas apresentados por Yardley (1990).

- Para as rochas do domínio sul, Grupo Bambuí e escama inferior do DE, que apresentam associações metamórficas com mica branca + clorita + quartzo ± grafita ± albita, sem biotita, estima-se temperaturas entre 350 - 400°C e pressão entre 4-5 kbar, que correspondem à fácies xisto verde baixo (zona da clorita).
- Para parte superior das rochas da escama inferior (DE) que apresentam a associação mica branca + clorita + quartzo ± biotita (rara) ± cloritóide ± grafita ± albita ± granada, sugere-se temperaturas de 340°C com pressões entre 3,5-4 kbar. Portanto estas rochas ainda situam-se na fácies xisto verde baixo (zona da clorita).
- As rochas da escama intermediária (DE) apresentam associações minerais contendo mica branca + quartzo + granada ± clorita ± biotita ± cloritóide ± grafita ± albita, apresentam variação da temperatura da base para o topo da seqüência. Na base as temperaturas estimadas são de 430 a 510°C na porção média superior as temperaturas são de 490-550°C na parte superior da escama. Já as pressões variam entre 5 e 7,5 kbar, independente da posição na seqüência tectono-estratigráfica. Estas condições sugerem que as rochas da escama intermediária situam-se na fácies xisto verde superior (zona da granada).
- As rochas da escama 1 (DW) que apresentam associações minerais contendo mica branca + quartzo + granada ± clorita ± biotita ± cloritóide ± grafita ± albita, sendo que a temperatura é estimada em 540°C e a pressão é de 7,5 kbar, que sugerem que estas rochas situam-se na fácies xisto verde superior (zona da granada) na transição com a fácies anfibolito. Esta escama, pela associação litológica que apresenta, é estratigraficamente correlata à escama intermediária

do DE, desta forma a similaridade das condições de temperatura vêm a corroborar esta interpretação.

- Na escama superior (DE) foram observadas associações minerais com mica branca + quartzo + granada $\pm$ clorita $\pm$ biotita $\pm$ cloritóide $\pm$ albita/oligoclásio, as temperaturas estimadas para estas rochas variam entre 550-595°C e as pressões entre 5 e 8 kbar, o que leva a incluí-las na fácies anfibolito.
- Na escama 2 (DW) identificam-se associações minerais com mica branca + quartzo + granada $\pm$ hornblenda $\pm$ clorita $\pm$ biotita $\pm$ oligoclásio, ou hornblenda + oligoclásio + biotita ou ainda tremolita + diopsídio. As temperaturas estimadas para as rochas dessa escama são de 600-642°C e as pressões variam entre 8 e 11,7 kbar, o que permite incluir as rochas dessa escama na fácies anfibolito.

As condições acima delimitadas são plotadas no gráfico P-T (Figura 4.33), no qual estão delimitados os limites das fácies metamórficas sugeridos por Yardley (1990).

4.6 - RELAÇÃO METAMORFISMO VS. DEFORMAÇÃO

Este item trata das relações entre o crescimento de minerais e a deformação sofrida pela rocha, cuja compreensão auxilia na reconstrução da história tectônica da área. Os porfiroblastos são uma das maiores fontes de informações a respeito da evolução estrutural e metamórfica de uma área. Isto se deve à propriedade dos porfiroblastos de “congelar”, através de trilhas de inclusões, a estrutura da rocha na época do seu crescimento, o que permite reconstruir as condições estruturais e metamórficas na época de seu crescimento (Passchier & Trouw 1996).

Inicialmente será feita uma breve descrição do padrão estrutural da área, enfocando principalmente aspectos microestruturais, em seguida será descrita a relação entre o padrão estrutural e o crescimento de porfiroblastos.

Figura 4.33 - Diagrama P-T onde estão plotadas as condições de pressão e temperatura estimadas com base em observações petrográficas, grade petrogenética, THERMOCALC e geotermobarometria convencional

4.6.1 - Padrão Estrutural

A feição estrutural marcante na área é uma foliação em baixo ângulo (S4) presente em praticamente todos os afloramentos, associada a uma lineação de estiramento. Estas estruturas são atribuídas à fase D4. A foliação S4 em alguns locais corta uma foliação antiga (S2). A estrutura característica da fase D2 é a foliação S2, uma xistosidade contínua marcada pela orientação preferencial de mica branca, clorita, grafita, feldspato e em alguns locais por quartzo. Dependendo das condições metamórficas S2 também pode ser marcada por biotita e anfibólio.

Em geral, S2 é paralela ao bandamento composicional sedimentar (S0), onde localmente foram identificadas dobras apertadas a isoclinais com S2 plano axial. Nestes locais percebe-se que S2 é uma clivagem de crenulação, que na maioria dos locais transpõem S1, dessa forma considera-se S2 como uma foliação composta. As dobras relacionadas a D2 foram identificadas com segurança onde S2 possui mergulho íngreme. Também ocorrem onde S2 é sub-paralela à S4 (baixo ângulo), entretanto, nestes locais os planos axiais das dobras D2 confundem-se com os das dobras D4 acarretando em interpretações equivocadas principalmente no que tange à relação da deformação vs. crescimento de porfiroblastos, conforme será discutido adiante.

As falhas de empurrão que justapõem as escamas tectônicas nos domínios leste e oeste (ver mapa geológico Anexo 1) relacionam-se a um estágio tardio da fase D2. Como referido anteriormente estas escamas apresentam contrastes nos padrões litológicos e metamórficos. As falhas de empurrão foram dobradas durante o evento D3.

A fase D3 é evidenciada por grandes dobras normais de escala quilométrica, como as descritas por Silva *et al.* (2001, ver mapa geológico - Anexo 1). Essas dobras possuem planos axiais verticais (~N45-60W/90) e eixo sub-horizontal. Na maioria dos casos não é identificada uma foliação plano axial relacionada às dobras D3, no entanto, nas zonas de charneira foi possível identificar crenulações referentes à esta fase, que são abertas a apertadas, com plano axial vertical, e que localmente recristaliza filossilicatos (mica branca e biotita) e quartzo. Sua relação temporal é definida por dobrar as foliações S1-S2 e pelo fato da foliação S4 cortar em baixo ângulo os dois flancos das dobras D3.

A principal estrutura relacionada à fase D4 é uma clivagem de crenulação (S4) que afeta as foliações pré-existentes, em geral orienta-se em N40W/26SW. Esta foliação exhibe variações na sua morfologia, seja na escala micro ou mesoscópica, como exemplificado na Figura 3.24 (Capítulo 3).

Uma feição que é típica desta fase de deformação é a recrystalização de quartzo com a orientação preferencial dos novos grãos em planos paralelos à foliação S4. Esta feição é observada nas camadas quartzosas, em veios e em sombras de pressão de porfiroblastos e porfiroclastos. Também é atribuída à fase D4 a lineação mineral e de estiramento de caimento suave para NW, interpretada como indicadora do transporte tectônico para SE em direção ao cráton do São Francisco.

A fase D5 tem efeito mais pronunciado em zonas de cisalhamento de escala quilométrica, como as zonas de cisalhamento da Canastra e do Alto Araguari (ver mapa geológico – Anexo 1). Nestes locais desenvolve uma clivagem de crenulação, com transposição das foliações pretéritas, e em alguns afloramentos identifica-se uma foliação milonítica associada a estas zonas. Fora desses locais esta fase apresenta-se como crenulações suaves que afetam os planos pré-existent (S0, S1, S2, S4) em geral sem recrystalização associada.

A fase D6 é reconhecida localmente apresentando crenulações suaves, e em geral, não se observa recrystalização de filossilicatos ou quartzo associada.

4.6.2 - Relação Deformação-Metamorfismo

Nas escamas intermediária e superior no DE e nas escamas 1 e 2, ocorrem porfiroblastos de granada, cloritóide, albita, biotita, ilmenita e cianita que fazem parte da associação mineral que define o metamorfismo principal nestas rochas. Esses porfiroblastos apresentam inclusões de grafita, ilmenita, quartzo, turmalina, epidoto e outros. Com frequência, principalmente em porfiroblastos de granada, cloritóide e albita e mais raramente de biotita e ilmenita, ocorrem inclusões orientadas que definem uma foliação interna (*Si*), que em geral apresenta um padrão reto no centro, passando a suavemente ondulada nas bordas, conforme demonstra a Figura 4.34. Frequentemente observa-se a continuidade de *Si* com a foliação externa (*Se*) ao cristal. Na maioria dos locais o padrão de *Si* é de fácil caracterização. No entanto, a definição da foliação externa ao cristal nem sempre é uma tarefa muito fácil, já que a área exibe um complexo padrão estrutural, e na maioria dos afloramentos a foliação observada é uma foliação composta (S1 + S2 + S4). Esta complexidade torna necessária uma análise acurada e um bom controle da posição das amostras analisadas.

Figura 4.34 - Exemplos de porfiroblastos com trilhas de inclusão, que são orientadas definindo uma foliação interna, que apresenta um padrão reto no centro, passando a suavemente ondulado nas bordas.

Um exemplo da complexidade no estabelecimento da relação deformação vs. metamorfismo, é apresentado na Figura 4.35. Neste local ocorre um paralelismo entre as foliações S1, S2 e S4, que em escala mesoscópica apresentam baixo ângulo de mergulho. Em escala microscópica observa-se uma xistosidade contínua afetada por uma clivagem de crenulação em baixo ângulo, que em alguns locais transpõe a foliação mais antiga. Nesta amostra ocorrem porfiroblastos, de albita, biotita e granada, que apresentam Si definida por grafita e ilmenita, exibindo um padrão reto no núcleo que passa a ondulado nas bordas, e é contínua com a xistosidade contínua. Assim sendo, se considerarmos que a crenulação “congelada” nos porfiroblastos é D4, os porfiroblastos teriam crescido em um estágio cedo-D4 e Si corresponderia a S1 // S2.

Porém, se considerarmos algumas observações, a conclusão pode ser diferente:

- a) o empilhamento das escamas tectônicas que apresentam padrões metamórficos distintos se deu em um estágio anterior à fase D4, possivelmente em um estágio tardi-D2, pois as falhas de empurrão são deformadas em dobras normais (D3), que são cortadas em ambos os flancos por S4;
- b) em alguns afloramentos e lâminas observou-se a rotação dos planos axiais das dobras D2, por efeito do dobramento D4, o que pode levar a confundir as crenulações associadas à fase D2 com às da fase D4;
- c) em afloramentos onde se tem um bom controle da orientação de S2 e S4, e esta fazem alto ângulo entre si, são identificadas sombras de pressão em torno de granadas com orientação paralela a direção de S2 e o quartzo que constitui estas sombras de pressão apresenta-se recrystalizado, definindo orientação preferencial de grãos paralela ao plano de S4 (Figura 4.36 [IV]).

Nos locais onde as relações de superposição são identificadas com clareza, principalmente onde S2 está sub-perpendicular a S4 (Figura 4.36) percebe-se que a foliação S2 é uma clivagem de crenulação, cuja geometria é similar à observada para S4. Nota-se que os minerais relacionados ao auge do metamorfismo (granada, albita, cloritóide, biotita) apresentam inclusões que definem uma foliação reta no centro dos cristais, passando a suavemente ondulada nas bordas, estando em continuidade com a foliação crenulada por S2. Adicionalmente, em seus estágios finais a foliação S2 amolda-se aos porfiroblastos. A foliação S4, é plano axial à crenulação que dobra a xistosidade S2. Além disso, o quartzo nas sombras de pressão sin-D2 em torno dos porfiroblastos de granada e cloritóide é recrystalizado e os novos grãos definem S4. Estas evidências

Figura 4.35 - Aspecto em lâmina de granada-mica xisto (DE ponto CA53), onde pode ser observada uma xistosidade contínua em posição íngreme. Esta xistosidade é afetada por uma deformação que gera dobras com plano axial em baixo ângulo.

Figura 4.36 - Aspecto em lâmina de granada-mica xisto (DE ponto T625), apresenta a clivagem de crenulação (S2) em alto ângulo, cortada por outra clivagem de crenulação em baixo ângulo (S4).

permitem considerar que o pico metamórfico na região em estudo se deu em um estágio cedo-D2. A Figura 4.37(a) apresenta um diagrama relacionando os períodos de crescimento dos principais minerais metamórficos identificados e a sua relação com as fases de deformação, nas rochas das escamas 1 e 2 (DW) e nas escamas intermediária e superior (DE).

A discussão apresentada acima refere-se as escamas 1 e 2 (DW) e as escamas intermediária e superior (DE), que apresentam metamorfismo em fácies anfibolito ou xisto verde superior. Na escama inferior (DE) e no domínio sul, embora não sejam encontrados porfiroblastos, é possível observar que os minerais referentes ao auge do metamorfismo, mica branca, clorita, além de cloritóide de maneira mais restrita, são paralelos a foliação S2c. Esta situação é clara nos locais onde S2c possui mergulho íngreme. Nestes locais nota-se que os minerais formados durante S2 são deformados pela fase D4, que gera dobras, no plano axial das quais ocorre a clivagem de crenulação S4 que, muitas vezes, recristaliza os minerais formados durante a fase D2.

A Figura 4.37(b) apresenta um diagrama relacionando os períodos de crescimento dos principais minerais metamórficos identificados nas rochas da escama inferior (DE) e domínio sul, e a sua relação com as fases de deformação.

Nas rochas do Grupo Bambuí não são reconhecidas as estruturas relacionadas às fases pré-D4. Neste conjunto os minerais metamórficos observados são paralelos a foliação S4.

Figura 4.37 - Diagramas nos quais são listados os principais minerais metamórficos é a sua relação com as fases de deformação identificadas. No diagrama (a) os minerais identificados nas escamas 1 e 2 (DW) e nas escamas intermediária e superior (DE). Em (b) os minerais identificados na escama inferior (DE) e no domínio sul.

4.7 - TRAJETÓRIAS DE PRESSÃO E TEMPERATURA

As condições metamórficas apresentadas na seção precedente dizem respeito ao auge do metamorfismo, contemporâneo à fase D2. As condições metamórficas que precederam o auge metamórfico podem ser avaliadas através de minerais zonados, principalmente granadas, que são de considerável valor na interpretação de histórias P-T metamórficas.

Com o objetivo de avaliar as trajetórias de P-T em granadas zonadas foram utilizados os gráficos P-T-X propostos por Spear (1995), para o sistema $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{MgO} - \text{FeO} - \text{MnO} - \text{CaO} - \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O} - \text{H}_2\text{O}$ (MnNCKFMASH) com a assembléia granada + biotita + clorita + plagioclásio + muscovita + quartzo + fluido. Através do uso de termodinâmica, estequiometria e balanço de massa foram construídos gráficos P-T de contorno de composição mineral e abundância. Os estudo apresenta oito diagramas envolvendo contornos de composição de granada (Xpiropo, Xalmandina, Xespessartita e Xgrossulária e $\text{Fe} / [\text{Fe} + \text{Mg}]$), para composição de plagioclásio (Xanortita) e para a abundância de granada e plagioclásio.

Para a reconstrução das trajetórias de P-T registradas nas granadas foram utilizados os gráficos de composição Xpiropo e Xgrossulária (Figuras 4.38a-d). Os contornos de Xpiropo quando plotados no espaço P-T crescem monotonamente com a temperatura, possuindo linhas próximas a verticais. Já os contornos de Xgrossulária são inclinados decrescendo com o aumento da temperatura e diminuição da pressão.

Foram plotadas as composições de granadas zonadas das escamas 1 e 2 (DW) e das escamas intermediária e superior (DE), conforme apresenta a Figura 4.38a-d. Os padrões observados nos gráficos das diferentes escamas tectônicas são similares. Mostrando um aumento acentuado da temperatura e da pressão do núcleo até as proximidades da borda dos cristais. Estas condições aumentam continuamente até zonas próximas às bordas dos cristais, onde são registradas as máximas pressões atingidas pelas rochas. Em direção a borda a pressão tende a diminuir enquanto a temperatura continua a crescer. Na borda do cristal são registradas as condições de máxima temperatura da rocha, que neste trabalho é considerado como o auge do metamorfismo. A maior diferença entre as amostras é a pressão máxima atingida, enquanto nas amostras das escamas intermediária (DE) e 1 (DW) as pressões máximas atingidas variam entre 6 e 7 kbar, nas amostras da escama superior (DE) as pressões máximas são de 7 a 9 kbar. Já na escama 2 (DW) a pressão máxima é 7 ou 9 kbar.

Figura 4.38 - Gráficos composicionais de granada com os contornos de Xpiropo e Xgrossulária segundo Spear (1995). Estão plotadas as composições de granadas zonadas, das escamas 1 (a) e 2 (b) do domínio oeste e das escamas intermediária (c) e superior (d) do domínio leste.

As curvas apresentadas na Figura 4.38 foram plotadas em um diagrama P-T em conjunto com as condições do retrometamorfismo D4, que são de fácies xisto verde inferior, marcadas pela ocorrência de associações com clorita e sem biotita, já que este mineral não é cristalizado durante a fase D4.

Com os dados apresentados na Figura 4.38 foi possível elaborar um diagrama PT, onde a variável t (tempo) de caráter apenas relativo. Este diagrama é mostrado na Figura 4.39, onde são representadas as trajetórias para as escamas tectônicas: intermediária e superior (DE) e escamas tectônicas 1 e 2 (DW). Para efeito de simplificação adotou-se uma trajetória média para as escamas que possuíam mais de uma amostra de granada estudada. Outras informações utilizadas na construção deste diagrama foram as condições do auge metamórfico, apresentados no item “4.4.2. *Geotermobarometria*” e a estimativa das condições do retrometamorfismo D4 que foi obtida através de grade petrogenética. Apesar de alguns valores serem apenas estimados, a trajetória para as quatro escamas é homogênea, caracterizando um padrão de evolução horária, o qual é interpretado como indicativo de ambientes de espessamento crustal por colisão (England e Thompson, 1984; Thompson e Ridley, 1987; Brown 1993; Spear 1995). Este padrão é similar aos descritos para regiões contíguas a estudada, conforme apresentado por Simões (1995), Valeriano (1999) e Seer (1999).

Figura 4.39 - Ilustração de possíveis trajetórias PTt para as rochas da região de Tapira.

5

GEOCRONOLOGIA Sm/Nd

5.1 - INTRODUÇÃO

Quando ocorre um evento de diferenciação manto-crosta, por fusão parcial ou cristalização fracionada ocorre uma mudança na razão Sm/Nd, que não varia significativamente, na escala de rocha total, durante processos crustais, como fusão parcial, eventos metamórficos, diagênese e alterações hidrotermais. A razão Sm/Nd somente se modifica novamente por decaimento radioativo (Arndt & Goldstein 1987). Como a razão Sm/Nd somente se modifica durante diferenciação manto-crosta, pode-se datar a época em que o protólito crustal de uma dada rocha diferenciou-se do manto superior, independente dos processos geológicos posteriores, esta idade é denominada idade modelo. O cálculo dessa idade é feito conhecendo-se as razões $^{147}\text{Sm} / ^{144}\text{Nd}$ e $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$ da amostra, a partir dos quais calcula-se uma regressão até o intercepto com uma curva de evolução isotópica do Nd em função do tempo geológico.

Em rochas sedimentares e metassedimentares as idades modelo Sm/Nd correspondem a uma *média ponderada* das idades de derivação da crosta das rochas que serviram de fonte para o preenchimento da bacia sedimentar. Como a razão Sm/Nd é relativamente estável, estas idades têm sido amplamente utilizadas para avaliar as possíveis fontes de bacias sedimentares e cinturões metamórficos. Exemplos da utilização desta técnica são os estudos de Fetter (1999), Dantas (1996), Costa (2002). Na Faixa Brasília esta técnica tem sido utilizada para separar e correlacionar as várias unidades litoestratigráficas da faixa, como por exemplos Pimentel *et al.* (1998; 1999; 2001) e Seer (1999).

Como o samário (Sm) e o neodímio (Nd) são elementos terras raras (ETR) com raio iônico e número atômico muito parecido, eles têm um caráter isoquímico fazendo com caminhem juntos no ciclo geoquímico. Isto resulta em razões Sm / Nd pouco diferenciadas, normalmente variando de 0,10 a 0,37 em rochas e minerais. Este fato somado à baixa difusão de ETRs em estado sólido, faz com que os valores de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ quando plotados em diagramas isocrônicos formem uma nuvem de pontos localizados próximos uns dos outros, dificultando o traçado de uma reta, tornando a idade obtida de pouca valia para as interpretações geológicas. No entanto, durante os processos de cristalização ígnea ou metamorfismo ocorre uma redistribuição do Sm e Nd entre os minerais neoformados na rocha, o que provoca um espalhamento de pontos no diagrama isocrônico possibilitando a construção de uma reta, que irá fornecer uma idade. No caso de rochas ígneas será a idade da cristalização magmática. Em rochas metamórficas será a idade do metamorfismo responsável pela formação da assembléia mineralógica, desde que os minerais datados sejam cogenéticos. Clinopiroxênio, anfibólio, micas, feldspatos e principalmente granada são os principais minerais analisados para este estudo.

O presente trabalho visa apresentar o padrão isotópico Sm/Nd dos diferentes compartimentos lito-estruturais da Faixa Brasília na região de Tapira (MG). Também serão analisadas as idades do metamorfismo destes compartimentos através de isócronas internas (rocha total e granada). Com este intuito foram selecionadas 10 amostras de diferentes compartimentos lito-estruturais, cuja localização é apresentado na Figura 5.1. Foram selecionadas uma ou preferencialmente duas amostras dos compartimentos que apresentassem granada.

Figura 5.1 - Mapa Geológico simplificado da região de Tapira, no qual estão plotados os pontos onde foram realizadas análises geogronológicas pelo método Sm / Nd.

5.2 - SITUAÇÃO GEOLÓGICA (*descrição similar à apresentada nos capítulos 3 e 4*)

A área estudada situa-se na Faixa Brasília, um orógeno colisional produto da interação entre os crátons Amazônico, São Francisco-Congo, e Paraná durante o Neoproterozóico (Brito Neves & Cordani 1991, Valeriano 1999). Estende-se por mais de 1000 km com direção aproximadamente N-S, ocupando a margem ocidental do Cráton do São Francisco. A área de estudo situa-se no segmento meridional da Faixa Brasília onde a deformação e o metamorfismo, relacionados à orogênese Neoproterozóica, foram intensos contribuindo para obliteração das relações estratigráficas entre as várias unidades regionais.

As rochas estudadas apresentam uma complexa evolução estrutural com descontinuidades tectônicas de diferentes gerações, que justapõem terrenos de variadas origens e padrões metamórficos. A partir do reconhecimento das principais falhas regionais propôs-se uma compartimentação em três domínios tectono-estruturais, cujas principais características são sintetizadas nos parágrafos a seguir e também no mapa geológico da área (Anexo 1).

No domínio oeste (DW) ocorrem duas escamas tectônicas separadas por falha de empurrão. Na escama 1 ocorre granada-grafita-muscovita xistos com freqüentes intercalações de quartzitos. Na escama 2 ocorre granada-mica xistos, com intercalações de hornblenda-mica xistos, anfibolitos e metaultramáficas. Estes passam gradativamente a quartzitos micáceos com intercalações de mica xistos, que são sobrepostas por gnaisses. As associações minerais descritas para as rochas da escama 1 permitem situa-las na fácies xisto verde superior. Já as rochas da escama superior são situadas na fácies anfibolito.

No domínio leste (DE) foi definido um conjunto de três escamas com características litológicas distintas delimitadas por falhas de cavalgamento, e que encontra-se empurrado sobre o Grupo Bambuí, a constituição litológica deste domínio é a seguinte:

- o *Grupo Bambuí* – marcada por filitos com lentes métricas de mármore calcíticos. As condições metamórficas das rochas deste grupo são de fácies xisto verde baixo (zona da clorita).
- o *Escama Inferior* - Apresenta na base quartzo-muscovita xisto intercalado a muscovita xistos, que em direção ao topo passam gradativamente a grafita-muscovita xistos. Estas rochas são sobrepostas por quartzo-muscovita xistos,

com intercalações de quartzitos. No topo da seqüência sedimentar desta escama ocorrem quartzitos puros a micáceos com intercalações de quartzito xistos. As associações minerais identificadas para estas rochas permitem considerá-las como na fácies xisto verde baixo a médio (zonas da clorita a biotita).

- o *Escama Intermediária* - Granada-grafita-muscovita xistos de granulação fina intercalado a xistos grafitosos e granada-biotita-muscovita xistos, marcam a base desta escama. Estes são sobrepostos por granada-grafita xistos, que passam gradativamente a granada-mica xistos pouco grafitoso. No topo da seqüência tectono-sedimentar desta escama ocorre quartzitos e intercalações métricas de quartzito xistos, muscovita xistos e quartzitos micáceos. As associações minerais presentes nas rochas desta escama indicam um metamorfismo de fácies xisto verde alto (zona da granada).
- o *Escama Superior* - O litotipo mais freqüente desta escama é granada-mica xistos, com camadas métricas de granada-quartzito xistos e rochas metaultramáficas. As condições metamórficas das rochas desta escama remetem a um metamorfismo de fácies anfibolito inferior.

O empilhamento estratigráfico proposto para o domínio sul (DS) apresenta, na base, quartzito xistos que passam a metarenitos com intercalações de quartzito xisto. Em direção ao topo ocorre um pacote que intercala filito e metarenito. No topo da seqüência ocorre metarenito com lentes métricas de filitos e metaconglomerados. A associação mineral presente nestas rochas revelam um metamorfismo de fácies xisto verde inferior.

A princípio é possível a correlação das fases de deformação nos diferentes domínios, pois todos possuem uma foliação em baixo ângulo que em geral é a feição estrutural marcante em todas os afloramentos, e à qual associa-se uma lineação de estiramento e/ou mineral. Estas estruturas são atribuídas à fase D4 e é responsável pela foliação principal na área (S4), normalmente uma clivagem de crenulação, cuja superfície dobrada é uma foliação S2, sub-paralela ao acamamento sedimentar (S0). Em alguns locais S4 manifesta-se como uma xistosidade ou clivagem contínua. A foliação S4 também afeta dobras normais de escala quilométrica relacionadas à fase D3. Adicionalmente são reconhecidos dois conjuntos de dobras pós-fase principal com eixos com caimentos suaves e planos axiais íngremes, sendo os eixos de D5 de direção NW e os eixos de D6 de direção N-S. Relacionada à fase D5 associam-se três zonas de cisalhamento

dúcteis/rúpteis de escala quilométrica, que marcam os limites entre os domínios definidos na área estudada.

O metamorfismo principal está relacionado a um estágio precoce da fase D2 conforme revela estudos microestruturais. As falhas de empurrão que justapõem as escamas tectônicas nos domínios leste e oeste são relacionados a um estágio tardio da fase D2. Estas falhas foram dobradas durante a fase D3 (ver capítulo 4 para maiores detalhes).

5.3 - DESCRIÇÃO DAS AMOSTRAS ESTUDADAS

Para o estudo geocronológico Sm/Nd foram selecionadas 10 amostras da escamas tectônica 2, no domínio oeste, e das escamas inferior, intermediária e superior no domínio leste. Todas as amostras apresentam paragêneses minerais com granada .

As amostras G83 e T191 são de hornblenda- granada-mica xistos da Escama 2 (DE), que ocorrem como lentes ou camadas com espessuras entre 10 cm e 5 metros de largura, inclusas em granada-mica xistos. Este litotipo apresenta cor cinza escuro e aspecto homogêneo. Ao microscópio observa-se uma textura granolepidoblástica, onde ocorre a seguinte mineralogia: quartzo, muscovita, granada, biotita, hornblenda, oligoclásio e clorita, como minerais acessórios ocorrem turmalina, epidoto, rutilo e opacos.

Da escama inferior (DE) foi selecionada uma amostra de quartzo-clorita-muscovita xisto (Unidade EI-3), que em uma situação excepcional nesta escama apresenta granadas. A rocha apresenta um bandamento centimétrico marcado pela alternância de níveis quartzosos e micáceos. Em seções delgadas constitui-se por uma grande quantidade de micas que ultrapassam 65% do volume total da rocha, observando-se uma predominância da muscovita sobre a clorita. Além desses minerais ocorre também quartzo, albita, granada, biotita (rara), calcita, cloritóide, pirita, rutilo, zircão e turmalina.

Da porção média da escama intermediária (DE) foi selecionada a amostra CS3 que é de granada-grafita xisto (Unidade EIn-3). Este litotipo é cinza escuro quando fresco, ou cinza médio quando alterado. É comum a presença de veios, lentes e bolsões de caulim e quartzo. Em seção delgada constatou-se que o xisto possui uma textura granolepidoblástica porfirítica , com uma matriz composta por muscovita, quartzo, grafita, clorita, albita e biotita e porfiroblastos de cloritóide e granada. Como minerais acessórios ocorrem turmalina, rutilo e opacos.

Do topo da seqüência tectono-estratigráfica da escama intermediária (DE) foram selecionadas 2 amostra CA53 e T250, ambas são de granada-mica xisto (Unidade EIn-4),

que são esverdeados, com intercalações milimétricas de camadas quartzosas e micáceas. Ao microscópio apresentam textura granolepidoblástica porfirítica com porfiroblastos de cloritóide, albita e granada, e matriz composta por quartzo, muscovita, biotita, grafita e opacos, além de turmalina e zircão como minerais acessórios. Também foi selecionada uma amostra de quartzito com granadas (Unidade EIn-4). Esta amostra apresenta textura granolepidoblástica porfirítica com matriz composta por quartzo, muscovita, biotita, albita e opacos e porfiroblastos esqueléticos de granada. Com turmalina, zircão e opacos como minerais acessórios.

As amostras T44, T127 e T174, são de granada mica xisto da escama superior (DE). Os afloramentos dessas rochas possuem cor esverdeada, sendo marcadas por um bandamento milimétrico dado por camadas micáceas e quartzosas, com a presença freqüente de veios de quartzo. Ao microscópio observa-se uma textura granolepidoblástica porfirítica, sendo distinguidos os seguintes minerais: quartzo, muscovita, biotita, granada, albita, clorita, opacos, além da turmalina, epidoto, zircão, carbonato e rutilo como minerais acessórios. As amostras T44 e T174 apresentam um maior percentual de quartzo quando comparados ao da amostra T127.

As granadas analisadas se relacionam ao metamorfismo principal que, conforme indicam estudos microestruturais, ocorreu em um estágio precoce do evento D2 (ver capítulo 4). Esta fase também foi responsável pela imbricação das escamas tectônicas superior, intermediária e inferior no domínio leste e escamas 1 e 2 no domínio oeste.

5.4 - RESULTADOS OBTIDOS

As aberturas e leituras das amostras foram feitas no Laboratório de Geocronologia do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília e no Laboratório de Geologia Isotópica do Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará. Os resultados obtidos são apresentados nas Tabelas 5.1 e 5.2. Os valores de T_{DM} são representados como histogramas na (Figura 5.2) e no diagrama de evolução de Nd (Figura 5.3).

Tabela 5.1 - Resultados das determinações Sm-Nd obtidas no Laboratório de Geocronologia do IGC / UNB (RT = rocha total)

Amostra	Mat.	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ($\pm 1\sigma$)	$\varepsilon(0)$	T_{DM} (Ga)
Escama 1 (Domínio Oeste)							
T191	RT	5,740	26,572	0,1306	0,512344 (11)	-5,7	1,3
Escama Superior (Domínio Leste)							
T127	RT	5,183	24,586	0,1274	0,512312 (23)	-6,4	1,3
T44	RT	6,731	33,82	0,1203	0,511878 (21)	-14,8	1,9
Escama Intermediária (Domínio Leste)							
T456	RT	3,66	17,92	0,1234	0,511722 (29)	-17,9	2,2
CA53	RT	10,437	53,49	0,1180	0,511818 (16)	-16,0	1,9

Tabela 5.2 - Resultados das determinações Sm-Nd obtidas no Laboratório de Geologia Isotópica do CG / UFPA (RT = rocha total; GR = granada; FEL = feldspato).

Amostra	Mat.	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ($\pm 2\sigma$)	$\varepsilon(0)$	T_{DM} (Ga)
Escama 1 (Domínio Oeste)							
G83	RT	10.18	52.35	0.11759	0.512322 (05)	-6.2	1,1
G83	GR	3.35	10.99	0.18406	0.512436 (10)		
Escama Superior (Domínio Leste)							
PT-174	RT	8.67	45.72	0.11467	0.511735 (04)	-17.6	2,0
PT-174	GR	2.33	4.53	0.31129	0.512524 (06)		
Escama Intermediária (Domínio Leste)							
PT-250	RT	8.62	46.65	0.11173	0.511897 (05)	-14.5	1,7
PT-250	GR	3.26	7.04	0.28035	0.512452 (04)		
PT-250	FEL	4.77	26.02	0.11095	0.511863 (05)		
CS-03	RT	7.09	37.62	0.11397	0.511623 (05)	-19.8	2,2
CS-03	GR	0.91	1.85	0.29630	0.512317 (14)		
Escama Inferior (Domínio Leste)							
W79	RT	10.90	56.94	0.11574	0.511839 (06)	-15.6	1,9
W79	GR	3.83	12.26	0.18878	0.512099 (09)		

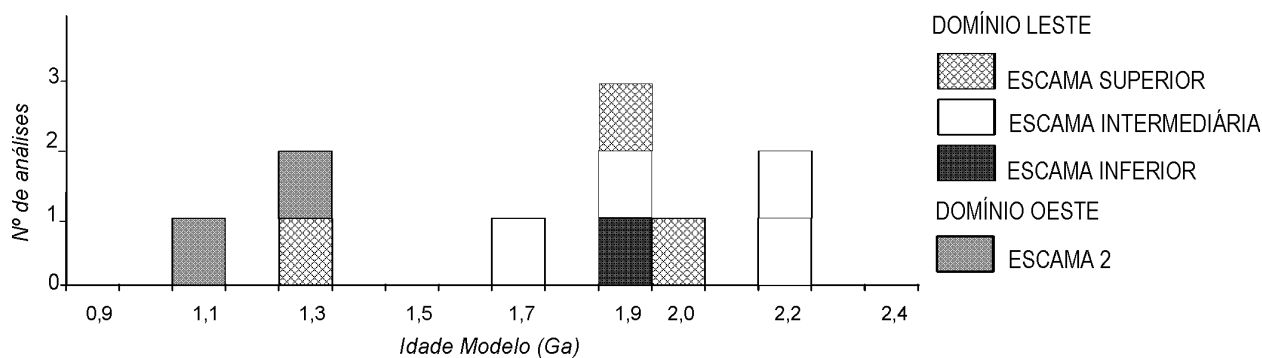


Figura 5.2 – Histograma para os valores de idade modelo das amostras das várias escamas identificadas na região de Tapira.

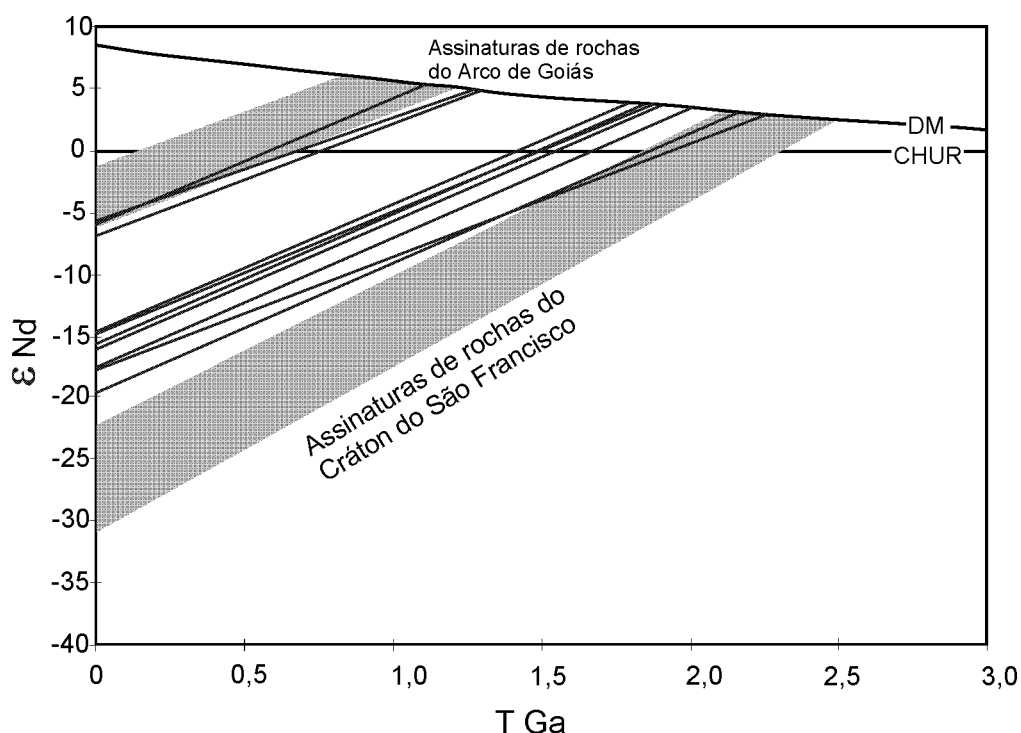


Figura 5.3 – Característica isotópicas de Nd das amostras das várias escamas identificadas na região de Tapira. Para comparação também foram inseridos os campos composicionais definidos pelas rochas do Arco Magmático de Goiás e das rochas do cráton do São Francisco.

a) Estudo de Proveniência

As amostras estudadas apresentam idades T_{DM} entre 1,1 e 2,2 Ga, que podem ser divididas em dois grupos de idades. O primeiro apresenta idades T_{DM} entre 1,1 e 1,3 Ga e o segundo apresenta T_{DM} entre 1,7 e 2,2 Ga. Os dois grupos se referem a amostras de diferentes escamas.

O primeiro grupo é referente às análises realizadas em duas amostras da escama 1 no (DW) e também em uma das amostras da escama superior (DE). Estas amostras apresentam T_{DM} entre 1,1 e 1,3 Ga com $\epsilon(0)$ pouco negativos desde -5,7 a -6,4. Na escama superior (DE) também ocorrem rochas com T_{DM} mais antigos de 1,9 e 2,0 Ga, com $\epsilon(0)$ de -14,8 e -17,6. Interpreta-se que estas rochas foram originadas a partir de áreas fontes com idades diferentes. Outro processo que possivelmente influenciou nos padrões T_{DM} é o tipo de sedimentação. As amostras com T_{DM} entre 1,1 e 1,3 são granada-mica xistos provenientes do metamorfismo de folhelhos e argilitos, originados a partir de deposição

pelágica. Já as rochas com T_{DM} entre 1,9 e 2,0 são quartzo-granada-mica xistos cujos protólitos eram siltitos e arenitos finos, depositados por fluxo gravitacional. São propostas duas hipóteses para explicar o padrão bimodal presente nestas amostras.

A primeira hipótese defendida por Pimentel *et al.* (1998, 1999, 2001) é que estas rochas seriam originadas a partir de uma mistura de rochas com T_{DM} Paleoproterozóicas e Neoproterozóicas. Neste caso, as prováveis fontes seriam as rochas do Cráton do São Francisco, que apresentam idades modelo predominantemente Paleoproterozóicas (Cordani & Sato 1999), e as rochas juvenis de arcos magmáticos similares ao Arco Magmático de Goiás, cujas idades variam entre 640 e 900 m.a. (Pimentel & Fuck 1992). Neste sentido a diferença entre os T_{DM} Paleoproterozóicos e Mesoproterozóicos deve-se a uma maior influência ora de uma área ou de outra, durante a deposição das rochas. A adoção desta hipótese implica que grande parte das rochas do Grupo Araxá tenha sido depositada em uma bacia de *backarc*, o que significa que ao mesmo tempo que as rochas do Grupo Araxá estavam sendo depositadas já havia se instalado uma zona de subducção com formação de arcos magmáticos. No entanto, os dados apresentados no Capítulo 2 do presente trabalho indicam que as rochas do Grupo Araxá, nesta região, foram depositadas em um talude continental, portanto, em uma zona com forte influência de sedimentos provenientes do paleo-continente São Franciscano, e pouca influência de rochas do arco.

A segunda hipótese propõe que as rochas com T_{DM} de 1,1-1,3 Ga fossem originadas a partir da erosão de rochas com idade Mesoproterozóica. Esta proposta seria a mais apropriada visto que não exigiria grande mistura de fontes. Porém, essa proposta é dificultada pela ausência de rochas aflorantes com idade Mesoproterozóicas aflorando tanto no Cráton do São Francisco, quanto no embasamento da Faixa Brasília. No entanto estudos conduzidos por Valeriano *et al.* (2003) descrevem a ocorrência de zircões detríticos, com idades entre 1,2-1,3 Ga, associados ao Grupo Araxá na região de Passos, Araxá e Andrelândia. Associam os zircões a um magmatismo anorogênico, associado à abertura de *rifts*. Interpretam que os afloramentos destas rochas não são visíveis porque estariam recobertos pelo Grupo Bambuí ou pelo sistema de *nappes* do domínio externo.

De maneira similar a primeira proposta, esta hipótese supõe que as rochas com idade modelo mais antiga (1,9- 2,0 Ga) seriam originadas a partir da erosão das rochas do Cráton do São Francisco, que apresentam idades modelo predominantemente Paleoproterozóicas (Cordani & Sato 1999). Dessa forma, esta hipótese propõe que toda a sedimentação seria provinda do Paleo continente São Franciscano, contrapondo-se a

primeira hipótese que supõe que parte da sedimentação era provinda de arcos magmáticos fora do paleo continente.

Embora a idade de deposição das rochas do primeiro grupo não tenha sido obtida, as idades modelo estabelecem um limite de 1,1-1,3 Ga como a idade máxima para a formação dos protólitos sedimentares.

O segundo grupo de idades refere-se às amostras das escamas intermediária e inferior do domínio leste, que apresentam T_{DM} entre 1,7 e 2,2 Ga, com os valores de ϵNd entre -14,5 e -19,8. Estes padrões, apesar de mais homogêneos que os do primeiro conjunto. Os padrões ϵNd bem negativos indicam que as rochas deste grupo são originadas a partir de uma fonte crustal antiga retrabalhada, possivelmente rochas com T_{DM} Paleoproterozóico. A região mais próxima que possui padrão T_{DM} com essas idades são as rochas do Cráton do São Francisco (Cordani & Sato 1999).

b) Idades do Metamorfismo

Além de análises em rocha total foram feitas determinações Sm/Nd em concentrados de granada de cinco amostras. Em uma amostra também foi realizada determinação em concentrado de feldspato. Com essas análises, construiu-se diagramas isocrônicos, a partir dos quais foram determinadas as idades do metamorfismo principal nas várias escamas.

Na escama superior foi feita uma determinação utilizando-se a amostra T-174 a qual apresentou idade de metamorfismo de 612 ± 6 Ma com ϵNd (T) de -11,2 (Figura 5.4). Esta idade é concordante com outras idades de metamorfismo estimadas para a Faixa Brasília principalmente as do Grupo Araxá, como por exemplo, a isócrona calculada por Seer *et al.* (2001) na área tipo do grupo na região de Araxá, que definiu a idade do metamorfismo em 637 ± 12 Ma. Na região centro-sul de Goiás, Fishel *et al.* (1998) apresentam idades de 600 ± 30 Ma para o metamorfismo de alto grau associados às rochas do Complexo Anápolis-Itauçu. Mais a norte, na região de Mara Rosa, Pimentel *et al.* (1998) identificaram, pelo método Sm/Nd, duas idades de metamorfismo relacionadas às rochas supracrustais, associadas ao Arco de Mara Rosa, o primeiro em 780-790 Ma e um segundo em 610 Ma.

Para a escama intermediária foi calculada a idade do metamorfismo de 581 ± 12 Ma com ϵNd (T) -13,6 (Figura 5.5[a]). Esta idade foi calculada a partir dos dados da amostra CS-03. Para a escama inferior a idade do metamorfismo foi calculada a partir de

dados da amostra W79, fornecendo valores de 543 ± 22 Ma com $\epsilon Nd (T) -9,9$ (5.5[b]). Não

Figura 5.4 - Diagrama isocrônico Sm-Nd para a amostra T127 situada na escama superior (DE).

Figura 5.5 - Diagramas isocrônicos Sm-Nd para rocha total (RT) e granada (GR), das amostras CS3 ([a] escama intermediária, DE) e W79 ([b] escama inferior DE).

foram identificadas na literatura consultada, idades do metamorfismo obtidas pelo método Sm-Nd, nas rochas da zona externa. No entanto Valeriano (1992) e Valeriano *et al.* (2000) apresentam idades K-Ar representativas da idade do metamorfismo nas rochas do Grupo Canastra, da região de Ilícinia, na zona frontal da *Nappe* de Passos. Nesta região foram identificadas idades entre 588 e 567 Ma. Uma idade similar de 579 ± 53 Ma foi obtida por Hasui & Almeida (1970), em uma amostra de filito coletado nas proximidades do ribeirão da Prata, na área estudada. Esta idade é relacionada, pelos autores, ao resfriamento da rocha.

Foram feitas determinações do metamorfismo utilizando-se as amostras G83 e T250, porém estas apresentaram problemas, pois apresentam idades de metamorfismo muito abaixo da determinada para as demais amostras fora dos padrões esperados para a Faixa Brasília (G83 = 262 M. a e T250 = 502M. a.). Thöni (2003) alerta que a interpretação de idades de metamorfismo estimadas a partir da construção de diagramas isocrônicos granada – rocha total são freqüentemente prejudicados pelos seguintes fatores: (a) inclusões de minerais ricos em terras raras leves; (b) desequilíbrio isotópico, e (c) a incerteza sobre a temperatura de fechamento.

Estes fatores parecem influenciar nos resultados das amostras supracitadas. No caso da amostra G83 as granadas apresentam inclusões de plagioclásio e também de epidoto. Já a amostra T250 apresenta granadas com inclusões de grafita, ilmenita e quartzo que em algumas grãos são muito abundantes. Embora os concentrados de granada analisados fossem aparentemente livre de inclusões, nas análises realizadas foi observada uma baixa razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ com alto teor percentual de Nd na granada. Segundo Thöni (2003) isto indica a presença de inclusões de minerais ricos em terras raras leves que não foram detectadas opticamente. Neste caso as inclusões provocam a diminuição na idade, visto que a razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ observada no total da rocha e na granada são pequenos.

5.5 - DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

O mapeamento geológico da região de Tapira revelou que as rochas desta região foram depositadas em uma margem continental passiva. Sendo que as rochas das diferentes escamas identificadas representam diferentes fácies sedimentares dessa margem. As rochas das escamas inferior e intermediária (DE) são interpretadas como representantes de fácies de plataforma distal, sendo correlacionadas ao Grupo Canastra. Os dados Sm/Nd de amostras dessas escamas apresentam T_{DM} entre 1,7 e 2,2 Ga, ϵNd negativos (-14,5 e -19,8), permitindo que as considere como originadas a partir de uma fonte crustal antiga, possivelmente as rochas do Cráton do São Francisco, que apresentam padrão T_{DM} Paleoproterozóico. Esta conclusão é semelhante à de Pimentel *et al.* (2001) que analisaram assinaturas isotópicas de sedimentos finos dos grupos Arai, Paranoá, Serra da Mesa, Araxá, Ibiá, Vazante, Canastra e Bambuí, com o objetivo de investigar, a idade de residência crustal média das áreas fonte e o significado geotectônico das diferentes unidades da Faixa Brasília. Este estudo mostrou que as idades modelo T_{DM} para as rochas

dos grupos Paranoá, Vazante e Canastra variam no intervalo entre 1,7 e 2,3 Ga, e sugerem que estas foram formadas a partir da erosão de rochas com fontes crustais Paleoproterozóicas do Cráton do São Francisco.

Baseada nas características litológica e na associação faciológica, descritas no Capítulo 2, as rochas da escama superior (DE) e da escama 2 (DW) são tidas como depositadas em talude continental, sendo correlacionadas ao Grupo Araxá. Estas rochas apresentam uma distribuição bimodal de idades modelo. O primeiro grupo apresenta T_{DM} entre 1,1 e 1,3 Ga com $\varepsilon(0)$ pouco negativos desde -5,7 a -6,4. O segundo grupo possui T_{DM} entre 1,9 e 2,0 Ga, e $\varepsilon(0)$ de -14,8 e -17,6. Este padrão é comum as rochas do Grupo Araxá, é vem sendo descritos em várias regiões da Faixa Brasília (Pimentel *et al.* 2002). Este padrão pode ser interpretado de duas formas: a) os sedimentos seriam originados a partir de erosão de rochas de idade Paleoproterozóicas do cráton do São Francisco e de rochas de arcos magmáticos Neoproterozóicos similares ao Arco Magmático de Goiás, esta hipótese é defendida por Pimentel *et al.* (1998, 1999, 2001). b) os sedimentos seriam originados a partir de erosão de rochas de idade Paleoproterozóicas do cráton do São Francisco e de rochas Mesoproterozóicas, não aflorantes.

A adoção da primeira hipótese implica que grande parte das rochas do Grupo Araxá tenha sido depositada em uma bacia de *backarc*, o que significa que ao mesmo tempo que as rochas do Grupo Araxá estavam sendo depositadas já havia se instalado uma zona de subducção com formação de arcos magmáticos.

Considera-se a segunda hipótese como a mais adequada para explicar o padrão bimodal das rochas do Grupo Araxá na região. Esta conclusão advém do fato das rochas da escama superior (DE) e da escama 2 (DW) serem interpretadas, com base em características litológicas e faciológicas, como representantes de um talude continental desenvolvido na plataforma continental passiva do paleo continente São Franciscano. Portanto, depositadas sob forte influência de um aporte sedimentar proveniente do paleo-continente São Franciscano, e com pouca influência de rochas do arco.

A relação entre o metamorfismo e o padrão estrutural permite considerar que o auge metamórfico na região de Tapira foi atingindo em um estágio cedo-D2. Dessa forma as idades obtidas referem-se a um estágio anterior as falhas de empurrão, que justapõem as escamas de diferentes condições de metamórficas, a formação das dobras verticais de escala quilométrica relacionadas à fase D3, e também do transporte final responsável pela colocação do sistema de escamas sobre o Grupo Bambuí autóctone.

As idades de metamorfismo registram diferenças entre as escamas. Na escama superior a idade é de 612 ± 6 Ma, já na escama intermediária a idade é de 581 ± 12 Ma. Na escama inferior a idade registrada é de 543 ± 22 Ma. Estes dados apontam que o metamorfismo não foi síncrono nas diferentes escamas, o que seria esperado para um sistema de cavalgamento justapondo níveis mais metamórficos sob níveis menos metamórficos. Como o número de amostras analisadas em cada escama é pequeno, não se pode descartar a possibilidade de que as diferenças encontradas sejam o resultado de uma das causas apontadas por Thöni (2003).

6

OCORRÊNCIAS DE OURO NA ÁREA

6.1. - INTRODUÇÃO

Os depósitos de ouro associados a filitos carbonosos do Grupo Canastra apresentam um grande potencial econômico. Apresentam como características gerais os baixos teores de ouro ($>0,4\text{g/t}$) e a associação com zonas de cisalhamento de baixo ângulo. Esses depósitos vêm sendo descritos em vários locais da Faixa Brasília, dentre os quais destaca-se o depósito do Morro do Ouro em Paracatu-MG (Zini *et al.* 1988; Freitas-Silva 1996; Möller *et al.* 2001) e os depósitos e ocorrências da região de Luziânia-GO: Fazenda Santa Maria/Campo Largo, Ribeirão Santa Maria, Rego Saia Velha, Luziânia e Cabeça Seca. (Hagemann 1988).

A região a norte da Serra da Canastra vem sendo estudada desde 1976 pela Companhia Vale do Rio Doce (DOCEGEO). Inicialmente a pesquisa visava a prospecção de metais base, com este intuito fez-se amostragem de solos e cangas lateríticas para análise de Cu, Pb, Ni, Co, Cr, Fe, Mn e Ag. Somente na década de 80 o ouro despertou interesse da referida companhia que realizou nova amostragem de rocha, a qual revelou teores anômalos de até 1,75 ppm de Au. Esta descoberta foi seguida da definição de dois alvos prioritários (alvos Baú e Serrinha), que segundo os geólogos representariam mineralizações auríferas com baixo teor e grande volume em pacotes metassedimentares,

com foliação principal com baixo ângulo de mergulho, similares ao depósito de Morro do Ouro, em Paracatu. O alvo Serrinha, situado na Fazenda da Divisa, foi objeto de maior detalhamento geológico que levou ao reconhecimento de um pequeno depósito caracterizado como epigenético associado à alteração hidrotermal com posterior enriquecimento supergênico.

Este trabalho tem por objetivo estabelecer a relação temporal do depósito aurífero da Fazenda da Divisa com as estruturas e o padrão metamórfico regionais. Para tanto serão descritas as características dos litotipos, mineralogia e estruturas das rochas associadas ao depósito, com base na descrição de afloramentos e testemunhos de sondagem cedidos pela empresa DOCEGEO.

6.2 – MINERALIZAÇÃO AURÍFERA DA FAZENDA DA DIVISA

6.2.1 - Situação Geológica

A mineralização de ouro da Fazenda da Divisa situa-se cerca de 10 km a leste da Vila de São João Batista da Serra da Canastra (Figura 6.1). A região compreende a borda norte da Serra da Canastra tendo como limite sul o Rio Santo Antônio e leste o Córrego da Divisa.

Geologicamente o depósito situa-se próximo ao fechamento SE de uma estrutura braquissinforma denominada por Silva *et al.* (2001) de *Braquissinforma do Campo Alegre*, que possui plano axial orientado em N45-60W/90 e linha de charneira de caimento suave (Figura 6.1). Esta estrutura é afetada pelo cisalhamento de baixo ângulo, evidenciado por uma penetrativa foliação (S4) que corta os dois flancos desta estrutura. Esta é a foliação principal da área estando presente em praticamente todos os afloramentos descritos, atribuída à fase D4, responsável pelo transporte tectônico em direção a SE. Imediatamente a sul desta área ocorre a Zona de Cisalhamento da Canastra, uma falha transcorrente sinistral relacionada à fase D5. Esta fase localmente desenvolve clivagem de crenulação, principalmente próxima à zona de falha, mas em geral é marcada por suaves crenulações dos planos pré-existentes, associada a pequenas falhas e veios.

A região é marcada por um sistema de três escamas imbricadas tectonicamente por falhas de empurrão, desenvolvidas em um período anterior à formação da estrutura braquissinforma e conseqüentemente da foliação de baixo ângulo (Silva *et al.* 2002). As

Figura 6.1 - Mapas de Localização Geográfica e Geológico da Braquisinformal do Campo Alegre na região de Tapira, MG.

escamas possuem características litológicas e metamórficas distintas como descrito brevemente abaixo e na Figura 6.1.

Na escama superior o principal litotipo reconhecido é granada-mica xisto, com freqüentes intercalações de granada-quartzo xistos e lentes de rochas metaultramáficas (clorita xistos, magnetita-clorita xistos, talco xistos e serpentinitos). Na escama intermediária é possível reconhecer no topo muscovita xistos e quartzo xisto com camadas decamétricas de quartzitos puros a micáceos, que passam em direção a base a granada-mica xistos com intercalações de xistos grafitosos e quartzitos. A estes seguem granada-grafita-muscovita xistos, ao qual intercalam-se camadas de quartzitos, que sobrepõem granada-quartzo-muscovita xisto com freqüentes intercalações de quartzitos micáceos. A escama inferior, na região em apreço, é marcada por quartzitos puros a micáceos que sobrepõem clorita-muscovita xisto com porções feldspáticas, além de lentes e camadas de quartzito. Esta unidade, que no mapa geológico do Anexo 1, é denominada EI-3, é a encaixante do depósito aurífero da Fazenda da Divisa. As três escamas se sobrepõem por falha de empurrão às rochas do Grupo Bambuí autóctone que é marcado por filitos com lentes de mármore calcíticos.

6.2.2 - Geologia do Depósito

A região da Fazenda da Divisa (Figura 6.2) é recoberta por um solo eluvionar, marrom avermelhado com fragmentos de xisto intemperizado e quartzo de veios, cuja espessura varia entre 1 e 5 metros. Por vezes este solo é observado abaixo de crostas lateríticas.

As rochas hospedeiras da mineralização são basicamente clorita-muscovita-quartzo xistos, com lentes métricas de quartzitos. O exame detalhado dos clorita-muscovita-quartzo xistos revela uma variação na coloração em função da relação clorita e muscovita. Quando a rocha possui um maior percentual de muscovita em relação a clorita, ela é cinza esverdeada, quando a clorita predomina a cor tende a ser cinza escuro. A distribuição destes litotipos em sub-superfície pode ser visualizada na Figura 6.3. É possível reconhecer um bandamento centimétrico definido por camadas claras e escuras (Figura 6.4a), paralelo ao qual ocorrem veios lenticulares de quartzo e calcita, brancos com espessura média de 2 cm, podendo atingir até 5 cm. Estes também podem ser paralelos à foliação S4, que é marcada por uma xistosidade anastomosada, que transpõe o bandamento e os veios a ele paralelo. Em muitos lugares são reconhecidas dobras intrafoliais relacionadas a este processo de transposição (Figura 6.4b).

Figura 6.2 - Mapa geológico do depósito de ouro da Fazenda da Divisa e entorno.

Figura 6.3 - Comportamento das rochas encaixantes da mineralização aurífera da Fazenda da Divisa, em sub-superfície, reconstituídas através de furos de sonda (Segundo DOCEGEO 1996).

A análise petrográfica dos clorita-muscovita-quartzo xistos com base em lâminas de amostras de superfície ou de furos de sonda mostra que essas rochas são marcadas por uma textura grano-lepidoblástica, associada a uma xistosidade contínua interpretada como S4 (Figura 6.4c-d). Esta foliação é afetada por crenulações suaves e localmente por clivagem de crenulação relacionada à fase D5. A mineralogia básica, conforme ilustrado nas Fotos 6.4c-f, é muscovita (30-40%), clorita (30-40%), quartzo (10-20%), albita (1-10%). Como minerais acessórios ocorre carbonato, turmalina, pirita, rutilo, ilmenita e calcopirita. Adicionalmente ocorrem de maneira mais restrita arsenopirita e pirrotita. Os quartzitos são basicamente compostos por quartzo (80-90%), muscovita (5-10%), albita (3-5%) e carbonato (1-2%).

O carbonato ocorre em veios (Figura 6.5a), ou como agregados dispersos na matriz do xisto (Figura 6.5b). Muitas vezes é observada uma associação entre carbonato, quartzo e pirita, conforme ilustrado na Figura 6.5c, onde é retratada a matriz do xisto formada por muscovita e albita, além de carbonato, pirita e quartzo. Esta associação, marcada por uma maior percentagem de carbonato em clorita-muscovita-quartzo xistos foi observada somente na área mineralizada e logo a sul do depósito, na área próxima à Zona de Cisalhamento da Canastra.

Dentre os sulfetos identificados destaca-se a pirita que é freqüentemente observada tanto em afloramentos quanto nos testemunhos de sondagem. Em geral tem hábito cúbico, podendo ocorrer de três formas. (a) preenchendo os planos da foliação S4, substituindo rutilo com aspecto alongado (Figura 6.5c-d). (b) Como porfiroblastos euédricos dispersos na matriz do xisto, onde tem faces retas e inclusões de rutilo e quartzo. Algumas vezes são observadas franjas de deformação de quartzo (Figura 6.5e). Em geral os porfiroblastos sobrecrescem a foliação S4, indicando crescimento pós-D4. (c) Como porfiroblastos alongados paralelos à clivagem de crenulação S5, em geral associados a carbonato (Figura 6.5f).

Foram analisados em microsonda eletrônica dois cristais de pirita euédricos, do modo de ocorrência (b) (ver Figura 6.5b e a Tabela 6.1) de uma amostra provinda de testemunho de sondagem (FD 2) de um intervalo onde são freqüentes os veios de carbonato associados à pirita. As análises comprovam pelos teores de ferro e enxofre que são realmente cristais de pirita. É interessante notar que em ambas as análises foram detectadas a presença de prata 0,02 e 0,07. Adicionalmente uma das análises apresentou

Figura 6.4 - (a) Foto de afloramento de clorita-muscovita-quartzo xistos mostrando segregações lenticulares de quartzo sub-paralelos a deformação principal da rocha S4. (b) Foto de afloramento de clorita-muscovita-quartzo xistos onde é possível reconhecer veios de quartzo milimétricos, que em alguns locais definem dobras intrafoliais, cujo plano axial é marcado pela foliação S4. (c-d) Fotomicrografia apresentando o aspecto geral do clorita-muscovita-quartzo xistos. (e) Fotomicrografia de clorita-muscovita-quartzo xistos fora da área mineralizada. (f) Fotomicrografia de clorita-muscovita-quartzo xistos na área mineralizada.

Figura 6.5 - (a) Fotomicrografia de veios de calcita dispostos sub-paralelos ou perpendiculares à foliação S5 em quartzo-muscovita-clorita xistos. (b) Fotomicrografia de associação entre calcita, quartzo e pirita em quartzo-muscovita-clorita xisto. (c) Fotomicrografia de quartzo-muscovita-clorita xisto apresentando cristais de pirita sub-paralelos à foliação S4 em quartzo-muscovita-clorita xistos. (d) Fotomicrografia apresentando aspecto detalhado de pirita substituindo o rutilo em quartzo-clorita-muscovita xistos. (e) Fotomicrografia de quartzo-muscovita-clorita xisto apresentando porfiroblastos de pirita com franjas de pressão de quartzo nas bordas. (f) Fotomicrografia de quartzo-muscovita-clorita xisto apresentando porfiroblastos de pirita sub-paralelos à veios de calcita.

Tabela 6.1 – Composição química dos sulfetos da amostra FD-2

Amostra	FD 2-SUL(1)	FD 2-SUL(2)
As	0.29	0.18
Fe	46.29	46.83
Cu	0.01	0.01
Zn	0.04	0.03
S	52.96	52.73
Au	0.10	0.00
Co	0.00	0.00
Ni	0.00	0.02
Mo	0.00	0.00
V	0.02	0.00
Cr	0.02	0.00
Ag	0.02	0.07
Total	99.75	99.86

uma porcentagem de 0,10% de ouro. Estes dados comprovam que realmente há uma relação entre estas ocorrências de pirita e os maiores teores de ouro e prata.

Os óxidos são vistos freqüentemente em seções delgadas, mas raramente são vistos em amostras de mão isto se deve ao seu tamanho reduzido. A ilmenita é dentre os óxidos o mais abundante. Ocorre como cristais alongados paralelos a foliação S4 e estão associados a pirita e carbonato.

A Figura 6.6 resume a relação entre a mineralogia identificada no depósito e as fases de deformação observadas regionalmente. A foliação S4 é a principal estrutura observada em lâmina, em geral apresenta morfologia de uma xistosidade contínua, porém, em alguns locais é reconhecida uma xistosidade mais antiga (S1 / S2; Figura 6.4c-d), relacionada ao metamorfismo principal, crenulada, mostrando que S4 é uma clivagem de crenulação. A fase D4 promoveu a recristalização de clorita, muscovita e quartzo. Também são observadas estruturas relacionadas à fase D5, em geral crenulações que variam de suaves a apertadas, sendo que em alguns locais, é reconhecida uma clivagem de crenulação, paralela a qual ocorre cristalização de quartzo e carbonato, além de pirita e calcopirita.

Os minerais correspondentes ao metamorfismo principal da área, muscovita, clorita e ilmenita, foram gerados durante a fase D1-D2. Outros minerais já estavam presentes na rocha, também foram envolvidos nos processos metamórficos durante essas fases, enquadram-se neste caso quartzo, albita, turmalina e rutilo. Esta associação mineral corresponde a um metamorfismo de fácies xisto verde, zona da clorita.

Posteriormente alguns minerais, notadamente os filossilicatos (clorita e muscovita) e o quartzo, foram recristalizados durante a fase D4. A fase D5 é caracterizada pela deposição de quartzo e carbonato em veios e pela recristalização localizada de muscovita, clorita e quartzo.

Mineral	Fase de Deformação					
		D1-2		D4		D5
muscovita						
clorita						
quartzo						
albita						
carbonato						
turmalina						
pirita						
rutilo						
ilmenita						
calcopirita						

Figura 6.6- Relação entre a mineralogia e às fases de deformação.

O ouro na região da Fazenda da Divisa é encontrado de duas formas a primeira é dispersa na rocha encaixante em teores médios variando entre 0,10 e 0,30 ppm podendo atingir picos de até 4,29 ppm. Caracterização petrográfica feita a partir de amostras dos testemunhos de sondagem (Figura 6.7), selecionadas dos intervalos onde ocorrem os maiores teores de ouro, evidenciam que estes são locais onde ocorre uma maior abundância de veios de quartzo e calcita aos quais associa-se a pirita.

A outra forma de ocorrência está ligada a processos de enriquecimento supérgeo. Foi observado que a alteração dos muscovita-clorita-quartzo xistos por intemperismo originou um solo argiloso-arenoso vermelho, que contribui para elevar o teor de ouro nestes locais. A Figura 6.7 apresenta dados da perfilagem de três poços nota-se que as partes superiores do perfil de alteração são mais enriquecidas em ouro quando comparadas às rochas não alteradas.

A partir de dados coletados em uma malha de amostragem regular, tendo linhas paralelas com direção NW-SE, formando um ângulo de 20° com o norte geográfico e espaçamento 200 metros entre estas linhas, os geólogos da DOCEGEO (1996) elaboraram duas curvas que representam os teores auríferos no horizonte B do solo (Figura 6.2). A primeira demarca teores superiores a 37 ppb com uma confiabilidade de 68,8%; já a segunda demarca teores superiores a 260 ppb e tem 96,5% de confiabilidade. A partir da

Figura 6.7 -- Perfis com análise descritiva dos testemunhos de sondagem realizados pela DOCEGEO (1996).

integração desses dados os referidos geólogos cubaram o depósito da Fazenda da Divisa em 19 toneladas de ouro contido, com um teor médio de 0,35 g Au / t.

6.3 - DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

Os dados obtidos favorecem a hipótese de que a gênese do depósito aurífero da Fazenda da Divisa é ligada a mobilização de fluidos metamórficos durante a fase D5, esta informação baseia-se nas relações observadas entre pirita-ouro e dobras-foliação D5. O fato de não ocorrer (ou não ter sido detectada) mineralização associada ao longo ou nas proximidades da zona de cisalhamento da Canastra, deve ser devido a necessidade de presença de rocha com concentração previa de ouro, possivelmente sedimentar.

A razão pela qual a mineralização se concentrou neste local ainda não foi bem compreendida. Porém há uma série de situações geológicas que possivelmente favoreceram a deposição de fluidos mineralizantes nesta região: 1) o fechamento da estrutura braquissinformal do Campo Alegre; 2) A área esta compreendida entre duas falhas de empurrão; 3) a proximidade com a zona de cisalhamento da Canastra; 4) proximidade com as rochas pelítico-carbonáticas do Grupo Bambuí a escama 1, que poderia ser uma fonte dos fluidos. Esta conjuntura pode ter criado um sítio ideal para deposição dos fluidos mineralizantes.

Baseado em observações de campo, petrográficas e microestruturais pode-se afirmar que a geração e deposição da mineralização aurífera ocorreu durante a fase D5. A esta fase associa-se um metamorfismo de fácies xisto verde, zona da clorita. A mineralização é encaixada em quartzo-muscovita-clorita xistos da escama inferior. O ouro é associado a pirita, carbonato e quartzo, que ocorrem em forma de veios ou dispersos na matriz da rocha. Também ocorre uma combinação de fatores que colaboram para a ocorrência da mineralização de ouro: a) Controle litológico, por favorabilidade química ou enriquecimento primário; b) Tectônica dúctil/rúptil, favorecendo à remobilização e concentração de ouro ; c) Proximidade com os metassedimentos pelítico-carbonáticos do Grupo Bambuí, que podem ter contribuído para geração de fluidos quimicamente mais favoráveis ao transporte de ouro; d) Entrada de fluidos metamórficos favorecido pelo fraturamento / falhamento D5 e reconcentração de ouro.

6.4 - OUTRAS OCORRÊNCIAS DE OURO

Na área de ocorrência das rochas da unidade EI-3 são identificados duas ocorrências de ouro que foram exploradas por garimpeiros (ver mapa geológico - anexo 1) . As características gerais dessas ocorrências são descritas abaixo.

a) Garimpo do Baú

O Garimpo do Baú é um depósito aluvionar tipo terraço composto essencialmente por areia, seixos de diversos tamanhos e argilas. Foi reconhecido um empilhamento estratigráfico o qual apresenta na base seixos de diâmetro maior do que 10cm e pouca areia. Este nível segundo informações verbais da população local corresponde a porção mineralizada a ouro. Também foram relatadas raras ocorrências de diamantes. A porção superior do empilhamento estratigráfico desse garimpo é composta por areia com pequenos seixos dispersos.

No século passado nos anos 80, foi instalada uma pequena mineração que segundo informações verbais, retirou entre 1 kg e 10 kg de ouro dos paleoaluviões. Hoje a garimpagem restringe-se a trabalhadores manuais que vez ou outra tentam a sorte nos aluviões.

b) Garimpo do Ouro

O conhecimento desta ocorrência é antigo, segundo Barbosa et al. (1970), e faz parte de uma série de outros pontos de garimpo explorados no século XVIII. Nos dias de hoje a atividade garimpeira encontra-se paralisada.

Esta ocorrência é associada a um depósito sedimentar do tipo coluvionar, de idade indeterminada, provavelmente terciária / quaternária. O empilhamento destes sedimentos apresenta na base uma brecha sedimentar com matriz areno-argilosa e clastos de rocha (xisto), quartzo de veios e lateritas, o contato com o xisto da base é irregular e abrupto. A estes seguem conglomerados seixo suportado, com matriz areno-argilosa e seixos de quartzo (5 a 15 cm) e laterita (0.5 a 1.5 cm) arredondados. Que apresenta-se como camadas lenticulares de 10 a 20m de comprimento, com espessura máxima igual a 1,5 m. No topo ocorre um microconglomerado suportado pela matriz areno-argilosa, com seixos anguloso de xisto e laterita (1 a 5 mm). Apresenta coloração vermelho escuro no topo e vermelho amarelado próximo ao contato com o conglomerado que é abrupto.

Este é um depósito de origem sedimentar, cujo provável ambiente deposicional foi por leque aluvial. Contudo, os estudos realizados não são conclusivos, podendo ter havido outros processos sedimentares envolvidos na sua formação.

Aparentemente, os depósitos de ouro não apresentam nenhuma importância econômica para a população da região. Segundo informações verbais da população local, o ouro apresenta granulação fina (areia fina) e ocorre em pequenas quantidades, dispersamente distribuído ao longo de todo o perfil, não ocorrendo associado a nenhuma camada específica.

7

EVOLUÇÃO GEOLÓGICA

Na região de Tapira é possível reconhecer vários estágios de uma evolução geológica desenvolvida no Neoproterozóico. Interpreta-se que o início desta evolução é marcado pela quebra de um supercontinente, possivelmente o supercontinente Rodínia (Brito Neves & Cordani 1991), seguida pela dispersão das massas continentais, que pode ter gerado uma bacia oceânica ou marinha. Posteriormente ocorre a inversão e empilhamento tectônico dos vários compartimentos da bacia, devido a esforços gerados pela convergência das placas do São Francisco e do Paraná (segundo Brito Neves e Cordani 1991; Valeriano 1999), ocasionando a inversão.

O primeiro estágio reconhecido foi a formação de uma bacia sedimentar, possivelmente uma bacia de margem continental passiva, desenvolvida na margem ocidental do paleocontinente São Francisco. Interpreta-se que as associações litológicas identificadas na região de Tapira representariam diferentes fácies sedimentares dessa bacia. As rochas do domínio sul, as fácies de plataforma proximal; as rochas das escamas inferior e intermediária (DE) e da escama 1 (DW) as fácies de plataforma distal; e as rochas da escama Superior (DE) e da escama 2 (DW) são tidas como depositadas em um ambiente de talude continental e/ou fundo oceânico.

Determinações Sm/Nd auxiliam esta interpretação, já que as amostras correspondentes às escamas inferior e intermediária (DE) apresentam T_{DM} entre 1,7 e 2,2 Ga, permitindo considerar que suas áreas fontes são rochas de idade paleoproterozóica, possivelmente as rochas do paleocontinente São Francisco. Já as rochas da escama superior (DE) e da escama 2 (DW) apresentam uma distribuição bimodal de idades modelo, um grupo com T_{DM} entre 1,1 e 1,3 Ga, e outra com T_{DM} entre 1,9 e 2,0 Ga, permitindo considerar que foram originadas tanto de fontes mesoproterozóicas, possivelmente rochas anorogênicas relacionadas à abertura da bacia, quanto de fontes paleoproterozóicas, provenientes da erosão das rochas do paleocontinente São Francisco.

O segundo estágio é marcado pela inversão da bacia, devido à convergência entre as placas do São Francisco e Paraná, resultando em uma compressão WNW-ESE, que persistiu durante toda convergência entre os blocos. Esta deformação é responsável pela lineação orientada WNW-ESE e um transporte tectônico de topo para ESE.

A convergência tem início com estabelecimento de um sistema de empurrões que conduz as rochas da margem continental da placa São Franciscana para zonas mais profundas, onde são metamorfizadas. Inicialmente foram metamorfizadas as rochas correspondentes ao talude continental. A escama 2 (DW) com metamorfismo de fácies anfibolito médio ($T = 585$ a 610°C e $P = 8$ a 10 kbar), e superior (DE) com metamorfismo em fácies anfibolito inferior ($T = 550$ a 595°C e $P = 5$ a 8 kbar), sendo que a idade do metamorfismo para as rochas dessa escama é de 612 M.a. Posteriormente são metamorfizadas as rochas de parte da plataforma distal (escamas 1 [DW] e intermediária [DE]), que apresentam metamorfismo de fácies xisto verde superior ($T = 450$ a 550°C e $P = 5$ a $7,5$ kbar), a idade do metamorfismo destas rochas é 581 M. a. Segue-se o metamorfismo das rochas da escama inferior (DE), parte da plataforma distal, metamorfizada em condições de fácies xisto verde inferior ($T = 350$ a 400°C e $P = 4-5$ kbar).

O metamorfismo marca o momento no qual as rochas desprendiam-se de uma placa descendente, possivelmente em subdução, através de um descolamento ao longo de um contato litológico ou uma falha. Em seguida estas rochas eram tectonicamente expulsas e recobriam as rochas menos metamórficas situadas nas zonas mais externas do orogéno. A deformação gerada durante este estágio é acomodada pelas estruturas relacionadas à fase D2. Em um estágio precoce esta fase registra o auge do metamorfismo, que é concomitante e seguido ao desenvolvimento de uma xistosidade plano axial de

dobras apertadas a isoclinais, cujos eixos são paralelos a lineação de estiramento (WNW-ESE).

Em período posterior ao empilhamento tectônico, gerado em estágios tardios da fase D2 são geradas dobras normais com eixo paralelo WNW-ESE, atribuídas à fase D3. Estas estruturas evidenciam a atuação de um componente de cisalhamento sinistral, contemporânea a tectônica tangencial.

Em resposta ao empilhamento das escamas tectônicas durante a fase D2, desenvolveu-se uma bacia do tipo de antepaís, na qual são depositadas as rochas do Grupo Bambuí. Esta bacia tende a ser progressivamente recoberta e envolvida nos processos deformacionais, com a propagação da frente de empurrão para ESE. Uma vez implantado o empilhamento das escamas tectônicas, desenvolveram-se dobras abertas com eixos de direções preferenciais para NW, associadas a zonas de cisalhamento sinistrais com direções variando entre WNW a NW. Posteriormente são formadas dobras abertas com eixo NNW. Estas duas gerações de estruturas são geradas em resposta à continuação da compressão WNW-ESE.

Este modelo é similar ao proposto para a parte sul da Faixa Brasília por outros autores tais como Simões e Valeriano (1990), Strieder e Nilson (1992), Valeriano (1992; 1999) Simões (1995) e Pimentel *et al.* (1999).

8

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alkmin, F. F.; Bacelar, L. A. P.; Oliveira, P. M.; Magalhães, P. M. 1989. Arcabouço estrutural da porção sul da Bacia do São Francisco. In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais 5, Belo Horizonte - MG. Anais... Belo Horizonte SBG, Núcleo de Minas Gerais. 289-283.
- Almeida, F. F. M. 1968. Evolução tectônica do Centro-Oeste brasileiro. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 40: 280-296
- Almeida, F. F. M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7(4):349-364.
- Almeida, F. F. M.; Brito Neves, B. B. & Fuck, R.A. 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. In: VIII Simpósio de Geologia do Nordeste, Campina Grande. Anais... p. 363-391.
- Arndt, N. T & Goldstein, S. L. 1987. Use and abuse of crust-formation ages. *Geology*, 15: 893-895.
- Barbosa, O. 1955. Guia das Excursões do IX Congresso da Sociedade Brasileiro de Geologia, Sociedade Brasileira de Geologia, p. 3-5.
- Barbosa, O.; Braun, O. P. G.; Dyer, R. C.; Cunha, C. A. B. R. 1970. Geologia da Região do Triângulo Mineiro. *Boletim da Divisão de Fomento da Produção Mineral*, DNPM, Bol. 136, 140p.
- Bell, T. H. & Rubenach, M. J. 1983. Sequential porphyroblast growth and crenulation cleavage development during progressive deformation. *Tectonophysics*. 92:171-194.
- Bergh, S. G. & Karlstrom, K. E. 1992. The Chaparral shear zone: deformation partitioning and heterogeneous bulk crustal shortening during Proterozoic orogeny in central Arizona. *Bull. Geol. Soc. Am.* 104: 329-345.

- Berman, R. G. 1988. Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{TiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$. *Journal of Petrology*, 29:445-522.
- Berman, R. G. 1991. Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: a new technique, with petrological applications. *Can. Mineralogist*, 29: 833-855.
- Bhattacharya, A.; Mohanty, L.; Maji, A.; Sen, S.K.; Raith, M. 1992. Non-ideal mixing in the phlogopite-annite binary: constraints from experimental data on Mg-Fe partitioning and a reformulation of the biotite-garnet geothermometry. *Contrib. Mineral Petrol.*, 13:87-93.
- Brito Neves, B. B. & Cordani, U. G. 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, 53:23-40.
- Brod, J. A.; Leonardos, O. H.; Menezes, P. R.; Albuquerque, M. A. C.; Almeida, R. ; Araújo, R. N. G., Blanco, S. B.; Cardoso, F. B. F.; Carvalho Jr., O. A.; Junqueira, F. F, Riedl Jr., W.; Romão, P. A.; Souza, J. C. F.; Tallarico, F. H. B.; Thomsen, F. P. R. , Berbert, M. L. C.; Cerqueira, M. R. S.; Chagas, M. A.; Dias, R. R.; Lima, C. V , Nakamura, E. T.; Porto, S. G.; Santos, P. C. V. 1991 . Tectono-estratigrafia da Faixa Brasília na região do Alto Paranaíba. Simpósio de Geologia do Centro-Oeste 3, Cuiabá 1991. In: *Anais...* Cuiabá, 1991. SBG, pp. 155-168.
- Brown, M. 1993. P-T-t evolution of orogenic belts and the causes of regional metamorphism. *Journal of the Geological Society*, 150: 227-241.
- Bucher, K. & Frey, M. 1994. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer – Verlag, Germany.
- Burg, J. & Ford, M. 1997. Orogeny through time: an overview. In: Burg, J. & Ford M. (Ed.) *Orogeny through time*. The Geological Society. Special Publication, 121: 1-18.
- Campos Neto, M. C. 1984a. Litoestratigrafia, relações estratigráficas e evolução paleogeográfica dos grupos Canastra e Paranoá (região de Vazante-Lagamar, MG). *Revista Brasileira de Geociências*. 14(2): 81-91.
- Campos Neto, M. C. 1984b. Geometria das fases de dobramento brasileiras superpostas no Oeste de MG. *Revista Brasileira de Geociências*, 14 (1): 81-91.
- Cavalcante, J.; Cunha, H. C. S.; Chierigatti, L. A.; Kaefer, L. Q.; Rocha, I. M.; Daitx, E. C.; Coutinho, M.G.N.; Yamamoto, K.; Drumond, J.; Rosa, D. B. & Ramalho, R. 1979, *Projeto Sapucaí, estados de São Paulo, Rio de Janeiro e Minas Gerais Brasília*, DNPM/CPRM. 229p. (Relatório final de geologia)
- Cordani, U. G. & Sato K. 1999. Crustal evolution of the South American Platform, based on Nd isotopic systematics on granitoid rocks. *Episodes*, 22(3): 167-173.
- Costa, A. C. D. 2002. *Geologia e geocronologia Sm-Nd e U-Pb na região do lineamento Patos : limite entre os blocos crustais do domínio Rio Grande do Norte e da Zona transversal, Província Borborema*. Tese de Doutorado, IGCE – Unesp, 109p. (Inédito).
- Crawford, M.L. 1966. Composition of plagioclase and associated minerals in some schists from Vermont, USA and South Westland, New Zealand, with interferences about the peristerite solvus. *Contrib. Mineral Petrol.*, **13**: 269-294.
- Chun-Ming, W.; Xin-She, W.; Chong-Hui, Y.; Yuan-Sheng, G.; Fu-Lai, L. 2002. Empirical garnet–muscovite geothermometry in metapelites. *Lithos* 62: 1-13.
- Damásio, W. 2002. *Evolução geológica da Borda Norte da Serra da Canastra*. Dissertação de Mestrado (inéd.). IGCE/UNESP.
- Dantas, E.L. 1996. Geocronologia U-Pb e Sm-Nd de terrenos Arqueanos e Paleoproterozóicos do Maciço Caldas Brandão, NE do Brasil. Rio Claro. Tese de Doutorado, IGCE – Unesp, 208p. (Inédito).

- Dardenne, M. A. 1978. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Recife 1978. *Anais... Recife*, SBG, v.2, p.597-602.
- Dardenne, M.A. 1978b. Zonação tectônica no bordo ocidental do Cráton do São Francisco. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Recife, 1978. *Anais... SBG*, v. 2: 299-308.
- Dardenne, M. A. 2000. The Brasilia Fold Belt. In: Cordani, U.G.; Milani, E.J.; Thomaz Filho, A.; Campos, D.A. (eds.) 2000. *Tectonic Evolution of South America*, p. 231-263.
- Davis, B. K. 1993. Mechanism of emplacement of the Cannibal Creek Granite with special reference to timing and deformation history of the aureole. *Tectonophysics* 224, 337-362.
- Davis, B. K. & Forde, A. 1994. Regional slaty cleavage formation and fold axis rotation by the re-use and reactivation of the pre-existing foliations: the Fiery Creek Slate Belt, North Queensland. *Tectonophysics* 230: 161-179.
- DePaolo, D. J. 1981. A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. *Journal of Geophysical Research*. 86: 10470-10488.
- Dickenson, M.P. & Hewitt, 1986. A garnet-chlorite geothermometer. *Geol Soc. America Abstracts with Programs*, 18:584.
- Dickin, A. P. 1995. *Radiogenic isotope geology*. Cambridge University Press. United Kingdom.
- DOCEGEO, 1996. *Relatório de Pesquisa dos Alvos Baú e Serrinha*. Inéd.
- Enami M. 1998. Pressure-temperature path of Sanbagawa prograde metamorphism deduced from grossular zoning of garnet. *J. Metamorphic Geology* 16: 97-106.
- Ferrari, P. G. 1989. A Formação Ibiá e sua pertinência ao Grupo Araxá. In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais 5, *Anais...Belo Horizonte*, SBG, p. 257-261.
- Ferreira, S. N. 2000. *Mapeamento geológico de uma área localizada na borda norte da Serra da Canastra.. Trabalho de Graduação* (inéd.). IGCE/UNESP 86p.
- Fetter, A. H. 1999. *U-Pb and Sm-Nd geochronological constraints on the crustal framework and geologic history of Ceara State, NW Boroborema Province, NE Brazil: Implications for the assembly of Gondwana*. Doctoral thesis. University of Kansas. 164p.
- Ferry, J. M. & Spear, F. S. 1978. Experimental calibration of the partitioning Fe and Mg between biotite and garnet. *Contrib. Mineral Petrol.*, 66: 113-117.
- Fishel, D. P.; Pimentel, M. M. & Fuck, R. A. 1998. Idade do metamorfismo de alto grau no complexo Anápolis-Itaçu, Goiás, determinada pelo método Sm-Nd. *Revista Brasileira de Geociências*, 28 (4): 543-544.
- Fleuty, M.J. 1964. The description of folds. *Proc. Geol. Assoc.* 75(4): 461-489.
- Freitas-Silva, F.H. 1996. Metalogênese do depósito do Morro do Ouro, Paracatu, MG. Tese de Doutorado (inéd.), IG/UNB, Brasília, 339 p.
- Fuck, R. A. 1994. A Faixa Brasília e a Compartimentação Tectônica na Província Tocantins. In: Simpósio de Geologia do Centro-Oeste 4, *Atas...* SBG, pp: 184-187.
- Fuck, R. A. & Marini, O. J. 1981. O Grupo Araxá e unidades homotaxiais. In: Simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas Faixas marginais, Salvador, 1979, *Atas...* Bahia, SBG, 1981, p. 118-130.
- Fuck, R. A.; Jardim de Sá, E. F.; Pimentel, M. M.; Dardenne, M. A.; Soares, A. C. P. 1993. As faixas de dobramentos Marginais do Cráton do São Francisco In: J. M. L. Dominguez & A. Misi (eds.) *O Cráton do São Francisco*. Salvador SBG/SGM/CNPq. pp. 161-185.

- Ganguly, G. & Saxena, S.K. 1984. Mixing properties of aluminosilicate garnets: constraints from natural and experimental data and applications to geothermobarometry. *American Mineralogist*, 69: 88-97.
- Ganguly, J., Cheng, W., and Tirone, M. 1996. Thermodynamics of aluminosilicate garnet solid solution: new experimental data, an optimized model, and thermometric applications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 126: 137-151.
- Ghent, E.D. & Stout, M.Z. 1981. Geobarometry and geothermometry of plagioclase-biotite-garnet-muscovite assemblages. *Contrib. Mineral Petrol.*, 76: 92-97.
- Gibson, H. D.; Brown, R. L.; Parrish, R. R. 1999. Deformation-induced inverted metamorphic field gradients: an example from the southeastern Canadian Cordillera. *Journal of Structural Geology* 21: 751-767.
- Green, T.H. & Hellman, P.L. 1982. Fe-Mg partitioning between coexistent garnet and phengite at high pressures, and comments on a garnet geothermometer. *Lithos* 15: 253-266.
- Guidotti, C. V. 1984. Micas in metamorphic rocks. In: Bailey, S. W., (ed.). *Micas. Rev. Mineral. Soc. Amer.*, 13: 357-468.
- Guidotti, C. V. & Sassi, F. P. 1998. Petrogenetic of Na-K white mica mineralogy: recent advances for metamorphic rocks. *Eur. J. Mineral*, 10: 815-854.
- Hagemann, S. G. 1988. *The structure, petrology and geochemistry of the gold bearing Canastra phyllites near Luziânia-Goiás, Brasil*. Brasília (UNB – Dep. de Geociências).
- Hammarstron, J.M. & Zen, A. Aluminum in hornblende: an empirical geobarometer. *American Mineralogist* 71:1297-1313.
- Hasui, Y. & Almeida, F. F. M. 1970. Geocronologia do centro-oeste brasileiro. *Bol. Soc. Bras. Geol.*, São Paulo, 19: 5-26.
- Heilbron, M.; Valeriano, C.M.; Zimbres, E.; Chrispim, S.J.; Simões, L.S.A.; Souza, M.A.T. 1987. O contato basal do Grupo Canastra entre Itáu de Minas e Carmo do Rio Claro, MG. . In: Simpósio de Geologia Minas Gerais, Belo Horizonte 4. *Anais...Belo Horizonte SBG*, p. 179-198.
- Henry, D. J. & Guidotti, C. V. 2002. Titanium in biotite from metapelitic rocks: temperature effects, crystal-chemical controls and petrologic applications. *American Mineralogist*, 87: 375-382.
- Hodges, K.V. & Spear, F.S. 1982. Geothermometry, geobarometry and the Al_2SiO_5 triple point at Mt. Mooselauke, New Hampshire. *American Mineralogist*, 67: 1118-1134.
- Hodges, K.V. & Crowley, P.D. 1985. Error estimation and empirical geothermobarometry for pelitic systems. *American Mineralogist*, 70: 702-709.
- Hoisch, T.D., 1990. Empirical calibration of six geobarometers for the mineral assemblage quartz + muscovite + biotite + plagioclase + garnet. *Contrib. Mineral. Petrol.* 104, 225-234
- Holland, T. & Powell, R. An internally-consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest. *J. Metamorphic Geology*. 16:309-343
- Holdaway, M. J.; Biswajit, M.; Dyar, M. D.; Guidotti, C.V. & Dutrow, B. L. 1997. Garnet-biotite geothermometry revised: New Mergules parameters and a natural specimen data set from Maine. *American Mineralogist*, 82: 582-595.
- Lavrent'eva, I.V. & Pechuck, L.L. 1981. Phase correspondence in the system system biotite-garnet: experimental data: *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, 260: 731-734.

- Leake, B; Woolley, A.R.; Arps, C.E.S.; Birch W.D., Gilbert, M. C.; Grice, J.D.; Hawthorne, F.C., Kato, A.; Kirsch, H.J.; Krivovichev, V. G., Linthout, K.; Laird, J.; Mandarino, J.A.; Maresch, W.V.; Nickel, E.H.; Rock, N.M.S.; Schumacher J.C.; Smith, D.C.; Stephenson, N.C.N.; Ungaretti, L.; Whittaker, E.J.W.; Yoush, G. 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Name. *American Mineralogist*, 82: 1019-1037
- Luvizotto, G. L. 2000. *Mapeamento das paragêneses minerais de um gradiente metamórfico a noroeste da cidade de Tapira*,. Trabalho de Graduação (inéd.). IGCE / UNESP. 92p.
- Magalhães, P. 1989. *Análise estrutural qualitativa da porção SW da Bacia do São Francisco*. Dissertação de Mestrado (inéd.). UFOP - Escola de Minas, 100p.
- Maruyama, S.; Liou, J.G.; Suzuki, K. 1982. The peristerite Gap em Low-Grade Metamorphic Rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 81:268-276.
- Marini, O. J.; Fuck, R. A.; Dardenne, M. A.; Danni, J. C. M. 1984. Província Tocantins – setores Central e Sudeste. In: Almeida, F. F. M. & Hasui, Y. (eds.) *O Pré-Cambriano do Brasil*. Edgard Bluncher, São Paulo. p. 205-264.
- Massone, H.J. & Schreyer, W. 1987. Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 96:212-224.
- Meneilly, A. W. 1982. Regional Structure and syntectonic granite intrusion in the Daldarian of the Gweebarra Bay area, Donegal. *J. Geol. Soc. London*. 633-646.
- Miyashiro, A. 1994. *Metamorphic Petrology*. UCL Press Limited, London. 404pp.
- Möller, J.C.; Batelochi, M.; Akiti, Y.; Sharratt, M.; Borges, A.L. 2001. Geologia e caracterização dos recursos minerais de Morrro do Ouro, Paracatu, Minas Gerais. In: Pinto, C.P e Martins-Neto. 2001. *Bacia do São Francisco: Geologia e Recursos Minerais*, p. 199-234.
- Morales, N. 1993. *Evolução tectônica do cinturão de cisalhamento Campo do Meio na sua Porção ocidental*. Tese de doutorado (inéd.). IGCE-Universidade Estadual Paulista, 270p.
- Mukhopadhyay, B., Holdaway, M.J., Koziol, A.M. 1997. A statistical model of thermodynamic mixing properties of Ca-Mg-Fe 2+ garnets. *American Mineralogist* 82: 165–181.
- Otten, M. T. 1984. The origin of brown hornblende in the Artflet gabbro and dolerites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 86:189-199,33
- Passchier, C. W. & Trouw, R. A. J. 1996. *Microtectonics*. Springer, Alemanha. 289pp.
- Pedrosa Soares, A. C.; Dardenne, M. A.; Hasui, Y.; Castro, F. D. C.; Carvalho, V. A. Reis, A. C. 1994. *Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais Escala 1:1.000.000*
- Pereira, L.F. 1992. *Relações tectono-estratigráficas entre as unidades Canastra e Ibiá na região de Coromandel-MG*. Dissertação de Mestrado (Inéd.). IG-UNB, Brasília, 72p.
- Pereira, L.F., Dardenne, M., Souza, J., Albuquerque, M. 1992. A Formação Ibiá entre Coromandel e Guarda-Mor, MG. *Rev. Esc. de Minas de Ouro Preto*, 45: 83-84.
- Perchuck, L L. & Lanvrent'eva 1983. Experimental investigation exchange equilibria in the system cordierite - garnet - biotite. In: Saxena, S. K. (Ed.) *kinetics and equilibrium in mineral Reactions*. Spinger Verlag. 199-240.
- Pimentel, M. M. & Fuck, R. A. 1987. Late Proterozoic granitic magmatism in southwestern Goiás, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 17(4):415-425.

- Pimentel, M. M. & Fuck, R. A. 1992. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*, 20:375-379.
- Pimentel, M. M., Heaman, L.; Fuck, R. A.; Marini, O. J. 1991. U-Pb zircon geochronology of Precambrian Sn-bearing continental-type acid magmatism in central Brazil. *Precambrian Research*, 52:321-335.
- Pimentel, M. M., Heaman, L.; Fuck, R. A. 1992. Idade do meta-riolito da sequência Maratá, Grupo Araxá, Goiás. Estudo geocronológico pelos métodos U-Pb em zircão, Rb-Sr e Sm-Nd. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 64(1):19-28.
- Pimentel, M. M.; Fuck, R. A.; Del'Rey-Silva, L. J. H. 1996. Dados Rb-Sr e Sm-Nd da região de Jussara-Goiás-Mossârnedes (GO), e o limite entre terrenos antigos do Maciço de Goiás e o Arco Magmático de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, 26(2):61-70.
- Pimentel, M. M.; Fuck, R. A.; Alvarenga, C. J. S. 1996. Post-Brasiliano (Pan-African) high-K granitic magmatism in Central Brazil: the role of Late Precambrian-early Palaeozoic extension. *Precambrian Research*, 80:217-238.
- Pimentel, M. M.; Whitehouse, M. J.; Viana, M. G.; Fuck, R. A.; Machado, N. 1997. The Mara Rosa Arc in the Tocantins Province: further evidence for Neoproterozoic crustal accretion in Central Brazil. *Precambrian Research*, 81:299-310.
- Pimentel, M. M.; Fuck, R. A. & Junges, S. 1998. New Sm-Nd isotopic constraints for the age of metamorphic events in the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil. *14 International Conference on Basement Tectonics*. Ouro Preto, MG, p. 50-52.
- Pimentel, M. M.; Fuck, R. A. & Fischel, D. P. 1999. Estudo isotópico Sm-Nd regional da porção central da Faixa Brasília, Goiás: implicações para idade e origem dos granulitos do complexo Anápolis-Itaçu e rochas metassedimentares do Grupo Araxá. *Revista Brasileira de Geociências*, 29 (2): 271-276.
- Pimentel, M. M.; Dardenne, M. A.; Fuck, R. A.; Viana, M. G.; Junges, S. L.; Fischel, D. P.; Seer, H. J. & Dantas, E. L. 2001. Nd isotopes and the provenance of detrital sediments of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil. *Journal of South American Earth Science*, 14: 571-585.
- Powell, C.M.A. 1979. A morphological classification of rocks cleavage. *Tectonophysics* 42:75-110.
- Powell, R. & Holland, T. 1994. Optimal geothermometry and geobarometry. *American Mineralogist*, 79: 120-144.
- Richard, L. R. 1995. *MINPET – Mineralogical and Petrological Data Processing System*.
- Sato, K.; Tassinari, C. G.; Kawashita, K. & Petronilho, L. 1995. O método geocronológico Sm-Nd no IG/USP e suas aplicações. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 67 (3): 313-336.
- Schobbenhaus, C.; Campos, D. A.; Derze, G R.; Asmus, H E. 1984. *Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente*. Escala 1:2.500.000. Brasília, MME/DNPM.
- Schrank A. & Abreu, F. R. 1990. Nova proposta de evolução estratigráfica e tectônica para o Maciço de Piumhi - SW de Minas Gerais. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36. Natal 1990. *Boletim de Resumo...Natal*. SBG, p. 331.
- Schrank, A.; Abreu, F. R.; Roig, H. L.; Choudhuri, A.; Carvalho, E. D. R. 1990. Determinação dos vetores de transporte tectônico da borda sudoeste do Cráton do São Francisco. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, 1990. *Anais...Natal*. SBG, v.5: 2276-2283.
- Seer, H. J. 1999. *Evolução tectônica dos grupos Araxá, Ibiá e Canastra na Sinforma de Araxá, Araxá, Minas Gerais*. Tese de Doutorado (inéd.), IG/UNB. 267 p.

- Seer, H. J.; Dardenne, M. A.; Fonseca, M. A. 1998. Deformation and tectonic framework of the Meso / Neoproterozoic units of the southern Brasília fold belt: implications on the geotectonic evolution. In: *14th Intern. Conference on Basement Tectonics*, Ouro Preto (MG), 1998, 57-61.
- Seer, H. J.; Brod, J. A.; Fuck, R. A.; Pimentel, M. M.; Boaventura, G. R. & Dardenne, M. A. 2001. Grupo Araxá em sua área tipo: um fragmento de crosta oceânica Neoproterozóica na Faixa de Dobramentos Brasília. *Revista Brasileira de Geociências*, 31: 385-396.
- Silva, C. H.; Simões, L. S. A.; Luvizotto, G. L. 2001. Dobras Macroscópicas precoces à tectônica de baixo ângulo no Domínio Externo da Faixa Brasília, na Região de Tapira, Sudoeste de Minas Gerais. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos. 8. Recife 2001. *Anais... Recife*.
- Silva, C. H.; Simões, L. S. A.; Damázio, W. L.; Ferreira, S. N.; Luvizotto, G. L. 2002. Geologia da Faixa Brasília na Região de Tapira, Sudoeste do Estado de Minas Gerais. In congresso Brasileiro de Geologia XLI, João Pessoa *Anais... João Pessoa*, p. 339.
- Simões, L. S. A. 1993. Dobras em bainha macroscópicas relacionadas a cisalhamento dúctil de baixo ângulo da Nappe Araxá-Canastra no sudoeste de Minas Gerais. *Geociências*, São Paulo, 12: 111-122.
- Simões, L. S. A. 1995. *Evolução Tectonometamórfica da nappe de Passos, sudoeste de Minas Gerais*. Tese de Doutorado. IG-USP, São Paulo. 149p.
- Simões, L. S. A. & Valeriano, C. M. 1990. Porção meridional da Faixa de Dobramentos Brasília: estágio atual do conhecimento e problemas de correlação tectono-estratigráfica. In: Congresso Brasileiro de Geologia. 36, Natal, 1990. *Anais... Natal*. SBG. v.6. p.2564-2575.
- Simões, L. S. A. & Navarro, G. 1996. Estruturação da Faixa Brasília na Região de Araxá – MG In: Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador. *Anais...Salvador*. SBG, v. 6 p.92-95.
- Simões, L. S. A. & Navarro, G. 1997. Caracterização cinemática da Zona de Cisalhamento da Bocaina, Araxá (MG). In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos. 6. Pirenópolis 1997. *Anais... Pirenópolis*. SBG. 269-271.
- Simões, L. S. A.; Valeriano, C. M.; Morales, N.; Zanardo, A.; Moraes, R.; Gomi, C. Y. 1988. Zonação metamórfica inversa do Grupo Araxá-Canastra na região de São Sebastião do Paraíso-Alpinópolis, MG. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Belém. *Anais...Belém*. SBG, v. 3: 1203-1215.
- Simões, L. S. A.; Luvizotto, G. L.; Silva, C. H. 2001. Efeito de uma Zona de Cisalhamento sobre planos, pré-existent: um exemplo em escala regional (Sacramento-MG). In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos. 8. Recife 2001. *Anais... Recife*.
- Spear, F.S. 1995. *Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths*. Mineralogical Society of America. Washington, DC. 799p.
- Spear, F.S. & Cheney, J.T. A petrogenetic grid for pelitic schists in the system SiO₂-Al₂O₃-FeO-MgO-K₂O-H₂O. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 101:149-164.
- Strieder, A. J. & Nilson, A. A. 1992. Melange ofiolítica nos metassedimentos Araxá de Abadiânia (GO) e implicações tectônicas regionais. *Revista Brasileira de Geociências* 22: 204-215.
- Trompette, R. 1994. *Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma). Pan-African-Brasiliano aggregation of South America and Africa*. Rotterdam, Balkema, 350p.

- Thompson, A. B. & England, P. C. 1984. Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism II. Their influence and interpretations using mineral assemblages in metamorphic rocks. *Journal of Petrology*, 25:929-954.
- Thompson, A. B. & Ridley J.R. 1987. Pressure-temperature-time (P-T-t) histories of orogenic belts. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.* 321: 27-45.
- Tobisch, O. T. & Paterson, S. R. 1988. Analysis and interpretation of composite foliations in areas of progressive deformation. *J. Struct. Geol.* 10,745-754.
- Thöni, M. 2003. Erratum Sm-Nd isotope systematics in garnet from different lithologies (Eastern Alps): age results, and an evaluation of potential problems for garnet Sm-Nd chronometry. *Chemical Geology*. 194,353-379.
- Tucker, M. E. 1991. *Sedimentary Petrology: An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks*. 2ªEd. Oxford. Ed. Brackwell. 260p.
- Unrug, R. 1997. Rodínia to Gondwana: The Geodynamic map of Gondwana Supercontinent assembly. *GSA Today* 7(1): 1-5.
- Valeriano, C. M. 1992. *Evolução tectônica da extremidade meridional da Faixa Brasília, região da Represa de Furnas, Sudoeste de Minas Gerais*. Tese de Doutorado (inéd.), IG-USP, São Paulo, 192 p.
- Valeriano, C. M. 1999. *A Faixa Brasília meridional com ênfase no segmento da Represa de Furnas: Estado atual do conhecimento e modelos de evolução tectônica*. Tese de Livre Docência (inéd.),UERJ, Rio de Janeiro, 90 p.
- Valeriano, C. M. & Simões, L. S. A. 1997. Litogeochemistry of proterozoic mafic rocks from the Passos Nappe (Minas Gerais, Brazil): tectonic implications to the evolution of the southern Brasília Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 27: 99-110.
- Valeriano, C M, Almeida, J. C. H., Simões, L S. A. Duarte, B. P.; Roig, H. L. Heilbron, M. 1995. Evolução estrutural do domínio externo da Faixa Brasília no sudoeste de Minas Gerais: Registros de uma tectônica Pré-Brasiliana. *Revista Brasileira de Geociências*. 25: 221-234.
- Valeriano, C. M.; Teixeira, W.; Heilbron, M. & Simões, L. S. A. 2000. Southern Brasília Belt (SE Brazil): tectonic discontinuities K-Ar data and evolution during the Neoproterozoic Brasiliano Orogeny. *Revista Brasileira de Geociências*, 30: 195-199.
- Valeriano, C M, Machado, N., Simonetti, A. Valladares, C. S., Seer, H. J. Simões, L S. A. 2003. U-Pb Geochronology of the southern Brasília Belt (SE Brazil): Sedimentary provenance, Neoproterozoic orogeny and assembly of West-Gondwana. *Precambrian Research (Submetido)*.
- Whitney, D. L.; Mechum, S. M., Kuehner, S. M.; Dilek, Y. R. 1996. Progressive metamorphism of pelitic rocks from protolith to granulite facies, Dutchess County, New York, USA: constraints on the timing of fluid infiltration during regional metamorphism. *J. Metamorphic Geology*. 14:163-181.
- Willians, P. F. 1985. Multiply deformed terrains – problems of correlation. . *J. Structural Geology*. 7:269-280.
- Willians P. F. & Compagnoni, R. 1981. Kinematic and metamorphic aspects of cleavage formation in very low-grade metamorphic slates. *J. Metamorphic Geology*. 1: 117-140.
- Winkler, H.G.F. 1977. *Petrogênese das Rochas Metamórficas*. Edgard Blucher Ltda. Porto Alegre. 254p.
- Worley, B. A. & Wilson, C. J. L. 1996 Deformation partitioning and foliation reactivation during transpressional orogenesis, an example from the Central Longmen Shan, China. *J. Struct. Geol.* 18: 395-411.

- Yardley, B. W. C. 1977. An empirical study of diffusion in garnet. *American Mineralogist*, 62: 793-800.
- Yardley, B. W. C. 1990. *An introduction to metamorphism petrology*. Longman, New York. 248p.
- Zanardo, A. 1992. *Análise petrográfica, estratigráfica e microestrutural da região de Guaxupé-Passos-Delfinópolis (MG)*. Tese de Doutorado (inéd.), IGCE-UNESP, Rio Claro, 288p.
- Zini, A.; Forlin, R.; Andreazza, P.; Souza, A. 1988. Depósito de ouro do Morro do Ouro, Paracatu, Minas Gerais. In: Schobbenhaus, C. & Coelho, C. E. (eds.). *Principais Depósitos minerais do Brasil*. Vol.3 p. 479-489.