UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**EVOLUÇÃO TECTONO-METAMÓRFICA DO DOMÍNIO SERRA DA
NATUREZA, TERRENO ANDRELÂNDIA, MG**

Rafael Gonçalves da Motta

Orientador: Prof. Dr. Renato de Moraes

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia

SÃO PAULO
2009

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**EVOLUÇÃO TECTONO-METAMÓRFICA DO DOMÍNIO SERRA DA
NATUREZA, TERRENO ANDRELÂNDIA, MG**

Rafael Gonçalves da Motta

Orientador: Prof. Dr. Renato de Moraes

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia

SÃO PAULO
2009

¹³Feliz é o homem que acha sabedoria, e o
homem que adquire conhecimento.

¹⁴Porque é melhor a sua mercadoria do que
artigos de prata, e maior o seu lucro que o ouro
mais fino.

¹⁵Mais preciosa é do que os rubis, e tudo o que
mais possas desejar não se pode comparar a ela.

Prov 3, 13ss

AGRADECIMENTOS

Uma das partes mais difícil de escrever.

Começo agradecendo à Deus que não me abandona, nunca. À minha família, especialmente meu pai, Carlos, minha mãe, Sueely, e meus irmãos Renato e Manuela, pelo suporte durante minha vida.

Ao Prof. Dr. Renato de Moraes, meu guru durante essa jornada e responsável pela minha evolução.

Ao Prof. Dr. Mário da Costa Campos Neto, fundamental para a realização da pesquisa.

Aos amigos que colaboraram muito, tanto em trabalho de campo quanto em discussões: Maurício Pavan Silva (Pavão), Vinícius Tieppo Meira (Mikuin) e Cauê Rodrigues Cioffi (Carrapato) – pois é, tive ajuda dos melhores! A ajuda fundamental com as monazitas da, agora professora, Dr. Lucelene Martins.

Àqueles que sempre deram alicerce para mim e com certeza para futuros *eus*: Profs. Gergely A.J. Szabó, Oswaldo Siga Jr., Miguel A. S. Basei, Caetano Juliani, Marcos Egydio da Silva, Paulo Roberto dos Santos.

Aos grandes e antigos amigos que sempre estão por perto Élder Yokohama (Noku), Felipe T. Figueiredo (Banheirão), Graziani Gobatto, Gustavo G. Alonso, Julio César C. Fabrício (Capitão), Leopoldo Henrique F. Moreira (Satã) e Saulo B. Oliveira (Gorfo).

À turma da pós-graduação, pelo companheirismo e discussões, em especial para: Alice Teixeira (Kenga), Brenda C. Rocha, Bruna P. Ricardi (Rabo de Galo), Bruno Lagler (Meninão), Carlos Grohmann (Guano – agora professor), Carlos Mario E. Misas, Fabrizio P. Caltabellotta (Cudói), Frederico Faleiros Meira (Bambi), Frederico C.J. Vilalva (Jaú), Gabriel Rossi (Rã), John M. Guevara Mora, Laércio Bertossi (Frango), Leandro Coracini (Kalhau), Leandro Coutinho (Pulga), Leonardo Pressi (Harry) e Roberta Pisanelli (Pisa).

Para todos os funcionários do instituto (Angélica, Márcio, Henrique, Samuca) em especial para Marcos Mansueto, ajuda imprescindível na utilização da microsonda eletrônica.

Aos amigos recentes e futuros geólogos Ana Paula (Perua), Andrea Harabari (Gemida), André Amaral (Feladinho), André Calado (Chovinista), Denise Trindade (Panderuda), Gabriel Zorzi (Jundiaí), Lígia Garcia (Vesga), Manuela Ferreira (Pinhão), Mariana Caldo (Mocotó), Maurício Ornellas (Retardado) e Sheila Schuindt do Carmo (Sertão).

A CNPq pela concessão de bolsa de estudo e a FAPESP pelo apoio financeiro através do projeto nº 04/09682-8.

RESUMO

O Terreno Andrelândia está localizado na porção sul da Faixa Brasília, é composto por pilha predominantemente metassedimentar, que foi submetida a metamorfismo de pressões relativamente altas durante o Neoproterozóico. Na área investigada o Terreno Andrelândia é formado, da base para o topo, pelas *nappes* Andrelândia e Liberdade e pela *klippe* Serra da Natureza, as duas últimas pertencem ao Domínio Serra da Natureza. O presente trabalho tem por objetivo a caracterização geológica, estrutural e petrológica das rochas da *Klippe* Serra da Natureza e seu contexto no Sistema de *Nappes* Andrelândia.

Na *Nappe* Andrelândia ocorrem dois litotipos principais: o Xisto Santo Antônio e o Xisto Serra da Boa Vista. Dentro da estrutura são observadas paragêneses a estauroлита-cianita-biotita, no lado oeste da área, e a cianita-biotita-granada, no lado leste, padrão que configura caráter invertido do metamorfismo, com rochas de temperaturas mais elevadas no topo da estrutura. Cálculos geotermobarométricos indicam condições *P-T* de 668 ± 15 °C e $9,1 \pm 0,7$ kbar, para a porção oeste, e 665 ± 17 °C e $10,4 \pm 0,7$ kbar, para a porção leste.

A *Nappe* Liberdade é composta por rochas metassedimentares com raras intercalações de anfibolito e rochas metaultramáficas. Na base ocorrem paragnaisses migmatíticos que transicionam para xistos com estauroлита, no topo, configuração que caracteriza metamorfismo de caráter normal. Cálculos geotermobarométricos indicam condições *P-T* de 714 ± 29 °C e $10,2 \pm 1$ kbar, para a base, 678 ± 60 °C e $8,4 \pm 1,3$ kbar, para a porção intermediária e 642 ± 28 °C e $8,2$ kbar, para o topo, corroborando com as observações de campo do padrão metamórfico.

Esta é a primeira caracterização detalhada das rochas da *Klippe* Serra da Natureza, formada por paragnaisse granulítico, com leucossoma contendo granada e cianita, e mesossoma com a paragênese, característica da fácies granulito de alta pressão, rutilo + ortoclásio + cianita + granada + quartzo $\pm$ plagioclásio $\pm$ biotita, sem muscovita e estauroлита. Cálculos termobarométricos em duas amostras da *klippe* indicam condições *P-T* de 815 °C e 15 kbar.

As trajetórias *P-T* inferidas para as rochas dos três alóctones são coerentes e paralelas, as feições retrometamórficas são mais evidentes nas rochas da *Nappe* Liberdade e da *Klippe* Serra da Natureza, sendo que na primeira há substituição de cianita por muscovita + estauroлита, rutilo por ilmenita; nos paragnaisses granulíticos da *Klippe* Serra da Natureza cianita é substituída por sillimanita, ou sillimanita + biotita $\pm$ muscovita, ou ainda por muscovita + estauroлита, rutilo é substituído por ilmenita + zircão, granada por biotita + quartzo + feldspatos $\pm$ sillimanita e; ortoclásio por muscovita. Com os dados geotermobarométricos e as observações petrográficas estima-se taxa de exumação inicial para as rochas da *klippe* em torno de 5 kbar/50 °C.

O conjunto das três *nappes* é articulado pela foliação S_2 , a foliação principal que é paralela nas três estruturas. S_1 é observada nas rochas da *nappe* Andrelândia e Liberdade em dobras intrafoliais com S_2 em posição plano axial e ocorre paralela ao bandamento composicional. S_3 é desenvolvida localmente. Dobras D_4 e D_5 são abertas, de grande amplitude e responsáveis pela acomodação do Domínio Serra da Natureza em calha sinformal, configurando padrão de interferência em domos e bacias. As lineações associadas a indicadores cinemáticos, como porfiroclastos e *boudins* assimétricos, pares SC e vergência de dobras D_2 , apontam direção de transporte para NNE. Uma segunda família de lineações de estiramento mineral indica transporte de topo para NW, estando associado ao rompimento de dobras D_3 .

Foram datados grãos de monazita com a microsonda eletrônica. Na *Nappe* Liberdade foram obtidas datações de 622 ± 6 Ma representativas da idade do pico metamórfico. Na *Klippe* Serra da Natureza datações de 616 ± 16 Ma são representativas do pico metamórfico e valores de 602 ± 7 Ma, obtidos em grãos da matriz, são interpretadas como idade do retrometamorfismo, implicando em taxa de resfriamento entre 7 e 9 °C/Ma. Na *Nappe* Andrelândia, a datação obtida de 586 ± 10 Ma é correlacionável à idade de corpos de leucogranito intrusivos e são interpretadas como idade da progressão do Domínio Serra da Natureza sobre a *Nappe* Andrelândia.

Apesar das diferentes histórias metamórficas das rochas da região, todas as estruturas apresentam relações que permitem incluí-las em único evento metamórfico, com gradiente metamórfico de campo semelhante ao das rochas dos Altos Himalaias, ou seja, em regime de alta pressão e temperatura reinante na crosta inferior de ambiente colisional envolvendo blocos continentais.

ABSTRACT

The Andrelândia Terrain is located in the southern portion of the Brasília Fold Belt and it comprises metasedimentary pile that underwent relative high-pressure metamorphism during the Neoproterozoic. In the investigated area, the Andrelândia Terrain is composed, from bottom to top, by the Andrelândia and Liberdade nappes and the Serra da Natureza Klippe, and the last two belong to the Serra da Natureza Domain. The present work aims the characterization of geology, structure and petrology of rocks of the Serra da Natureza klippe and its context in relation to the Andrelândia Terrain.

In the Andrelândia Nappe two kinds of lithotypes occur: the Santo Antônio Schist and Serra da Boa Vista Schist. Inside the nappe, rocks bearing staurolite-kyanite-biotite mineral assemblage are topped by rocks with kyanite-biotite-garnet, characterizing an inverted metamorphic pattern. Geothermobarometric calculating estimates P - T condition of 668 ± 15 °C and 9.1 ± 0.7 kbar for rocks at the bottom and 665 ± 17 °C and 10.4 ± 0.7 kbar for rocks at the top.

The Liberdade Nappe is composed of metasedimentary rocks, with rare intercalations of amphibolite and metaultramafic rocks. At its base a migmatitic paragneiss dominates and a transition to schists with staurolite-kyanite occurs, at the top of structure, in a normal metamorphic pattern. P - T calculations yielded 714 ± 29 °C and 10.2 ± 1 kbar to rocks at the base, 678 ± 60 °C and 8.4 ± 1.3 kbar to rocks of middle portion, and 642 ± 28 °C and 8.2 kbar to rocks of upper part.

It is the first detailed characterization of Serra da Natureza Klippe rocks, which is composed of granulitic paragneiss, in which leucosome-rearing garnet and kyanite are observed along with rutile-orthoclase-kyanite-garnet-quartz $\pm$ plagioclase $\pm$ biotite mesosome, without muscovite and staurolite. Thermobarometry in two samples yielded P - T conditions of 815 °C and 15 kbar.

The P - T paths inferred for rocks of the three units are consistent and parallel, and features related to retrometamorphism are recorded more intensively in rocks of the Liberdade Nappe and Serra da Natureza Klippe. In the first, replacement of kyanite by muscovite + staurolite and rutile by ilmenite are common; in the Serra da Natureza Klippe, there is replacement of kyanite either by sillimanite, or sillimanite + biotite $\pm$ muscovite, or muscovite + staurolite, rutile by ilmenite + zircon, garnet by biotite + quartz + feldspars $\pm$ sillimanite; and of orthoclase by muscovite. These observations give the initial exhumation rate of 5 kbar/50 °C.

All the three nappes are linked by S_2 , which is the main and parallel foliation in all of them. S_1 is observed in the Andrelândia and Liberdade nappes, defining fold hinges that have S_2

in axial plane position and is parallel to S_0 . S_3 is locally developed. Late D_4 and D_5 deformation are responsible for large amplitude open folds, to the synform of Serra da Natureza Domain, as well as regional dome and basin interference pattern. Mineral and stretching lineations are associated with kinematic indicators, such as porphyroclast, asymmetric boundins, SC foliation and vergence of folds (D_2), indicate transport to NNE. A second family of mineral and stretch lineations indicates transport to NW, associated with the disruption of D_3 folds.

Monazite grains have been dated by electron microprobe (EPMA). In the Liberdade Nappe, value of 622 ± 6 Ma was obtained and is interpreted as the age of metamorphic peak. In the Serra da Natureza Klippe, a date of 616 ± 16 Ma represents the age of metamorphic peak and the value of 602 ± 7 Ma is interpreted as age of retrometamorphism, implying a cooling rate between 7 and 9 °C/Ma. In the Andrelândia Nappe monazite dating yielded 586 ± 10 Ma, what is correlated to the age of leucogranite intrusions and is interpreted as age of the progression of de Serra da Natureza Domain over the Andrelândia Nappe.

Although the investigated rocks present different metamorphic stories, all of them, and their major structures, are connected by a single tectono-metamorphic event, with a high pressure and temperature metamorphic field gradient, which is similar to the rocks of High Himalayan, and typical of lower crust in collisional setting involving continental blocks.

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	1
1.1	OBJETIVOS	3
1.2	LOCALIZAÇÃO	3
2	MATERIAIS E MÉTODOS	5
3	CONTEXTO GEOLÓGICO	7
3.1	A FAIXA BRASÍLIA.....	7
3.2	O ORÓGENO BRASÍLIA MERIDIONAL.....	9
3.3	O TERRENO ANDRELÂNDIA	11
3.4	AS ROCHAS DE ALTO GRAU DO TERRENO ANDRELÂNDIA E O DOMÍNIO SERRA DA NATUREZA.....	16
4	UNIDADES DE MAPEAMENTO	20
4.1	NAPPE ANDRELÂNDIA	20
4.1.1	Granada-plagioclásio-biotita xisto (Xisto Santo Antônio).....	20
4.1.2	Xisto Serra da Boa Vista	23
4.1.2.1	(Estaurolita)-(cianita)-plagioclásio-biotita-granada-quartzo-muscovita xisto.....	23
4.1.2.2	Muscovita quartzito	28
4.2	NAPPE LIBERDADE	28
4.2.1	Xisto/Gnaiss porfiroblástico.....	28
4.2.1.1	Paragneisses migmatíticos.....	28
4.2.1.2	Estaurolita-biotita-granada-cianita-quartzo-muscovita xisto.....	33
4.2.1.3	Rochas metamáficas intercaladas.....	36
4.2.1.4	Rochas metaultramáficas intercaladas.....	41
4.3	KLIPPE SERRA DA NATUREZA	42
4.3.1	Rutilo-ortoclásio-cianita-granada-biotita gnaiss.....	42
4.3.1.1	Anfibolitos intercalados	47

4.4	OUTRAS OCORRÊNCIAS	51
4.4.1	Leucogranito	51
4.4.2	Diabásio	52
5	GEOLOGIA ESTRUTURAL.....	54
5.1	ESTRUTURAÇÃO DA ÁREA.....	54
5.2	FOLIAÇÕES METAMÓRFICAS.....	56
5.3	LINEAÇÕES, INDICADORES CINEMÁTICOS E BOUNDINAGEM	61
5.4	RELAÇÃO DOS CORPOS GRANÍTICOS COM S ₂	64
5.5	DEFORMAÇÕES TARDIAS D ₄ E D ₅	67
6	QUÍMICA MINERAL	70
6.1	GRANADA.....	70
6.2	MICAS.....	75
6.2.1	Biotita.....	76
6.2.2	Muscovita	79
6.3	CLORITA	82
6.4	FELDSPATOS.....	83
6.4.1	Plagioclásio	83
6.4.2	Feldspato alcalino.....	84
6.4.2.1	Pertita	85
6.5	ESTAUIROLITA	85
6.6	RUTILO	86
6.7	MONAZITA	87
7	METAMORFISMO E TERMOBAROMETRIA.....	88
7.1	INTRODUÇÃO	88
7.1.1	Conceitos introdutórios.....	88
7.2	FERRAMENTAS A DISPOSIÇÃO.....	89

7.2.1	Diagramas de fases.....	89
7.2.2	Termômetro Zr-em-rutilo (Zr-em-Rt).....	91
7.2.3	Termômetro granada-biotita (GB)	92
7.2.4	Barômetro granada-aluminossilicato-quartzo-plagioclásio (GASP)	93
7.2.5	Barômetro granada-biotita-muscovita-aluminossilicato-quartzo (GBMAS)	94
7.2.6	Bancos de dados internamente consistentes.....	95
7.3	METAMORFISMO NO SISTEMA DE NAPPES ANDRELÂNDIA	95
7.3.1	<i>Nappe</i> Andrelândia	96
7.3.1.1	Porção oeste.....	96
7.3.1.2	Porção leste.....	99
7.3.1.3	Retrometamorfismo	101
7.3.2	<i>Nappe</i> Liberdade	104
7.3.2.1	Base e porção intermediária da estrutura.....	104
7.3.2.2	Topo da estrutura.....	106
7.3.2.3	Retrometamorfismo	111
7.3.3	<i>Klippe</i> Serra da Natureza	112
7.3.3.1	Retrometamorfismo	116
8	GEOCRONOLOGIA	121
8.1	MONAZITA	121
8.1.1	Idades químicas via microsonda eletrônica (EPMA)	122
8.1.2	Rotina de análise no Laboratório de Microsonda Eletrônica do IGc-USP.....	123
8.2	RESULTADOS	124
9	DISCUSSÃO	131
9.1	CONSIDERAÇÕES INICIAIS	131
9.2	LINEAÇÕES NW-SE	133
9.3	METAMORFISMO	134
9.4	INTRUSÕES DE LEUCOGRANITOS.....	136
9.5	EVOLUÇÃO TECTONO-METAMÓRFICA.....	139
10	CONCLUSÕES	141

11 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	145
--	------------

ANEXOS	158
---------------------	------------

ANEXO I – MAPA GEOLÓGICO	158
---------------------------------------	------------

ANEXO II – MAPA DE PONTOS	158
--	------------

ANEXO III – SEÇÕES GEOLÓGICAS.....	158
---	------------

ANEXO IV – DADOS DE QUÍMICA MINERAL	158
--	------------

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 – Localização da área e principais acessos, com a área de estudo em destaque.....	4
Figura 3.1 – Unidades tectônicas da Faixa Brasília (retirado de Valeriano <i>et al.</i> 2004)	8
Figura 3.2 – Mapa tectônico do Orógeno Brasília Meridional.....	11
Figura 3.3 – Mapa geológico do Domínio Serra da Natureza apresentado por Santos (2004).	18
Figura 5.1 – Projeções estereográficas relativas ao evento deformacional D ₃	58
Figura 5.2 – Mapa de lineações.....	62
Figura 5.3 – Projeções estereográficas de contorno das lineações minerais e de estiramento	63
Figura 5.4 – Projeções estereográficas de contornos e pólos de planos para a foliação S ₂	67
Figura 6.1 – Perfis composicionais para granada da <i>Nappe</i> Andrelândia.....	72
Figura 6.2 – Perfis composicionais para granada da <i>Nappe</i> Liberdade.....	74
Figura 6.3 – Perfis composicionais para granada da <i>Klippe</i> Serra da Natureza.....	75
Figura 6.4 – Diagramas binários para biotita da <i>Nappe</i> Andrelândia.....	77
Figura 6.5 – Diagramas binários para biotita da <i>Nappe</i> Liberdade.....	78
Figura 6.6 - Diagramas binários para biotita da <i>Klippe</i> Serra da Natureza.	79
Figura 6.7 – Diagramas binários para muscovita da <i>Nappe</i> Andrelândia.....	80
Figura 6.8 – Diagramas binários para muscovita da <i>Nappe</i> Liberdade.....	81
Figura 6.9 – Diagramas binários para muscovita da <i>Klippe</i> Serra da Natureza.....	82
Figura 6.10 – Diagramas ternários de feldspatos; a : plagioclásio da <i>Nappe</i> Andrelândia.	84
Figura 6.11 – Diagramas binários para estaurolita <i>nappes</i> Andrelândia e Liberdade	86
Figura 7.1 – Mapa de isógradas.....	97
Figura 7.2 – Condições estimadas de formação para as rochas da <i>Nappe</i> Andrelândia.....	102
Figura 7.3 – Condição estimadas de formação para as rochas da <i>Nappe</i> Liberdade	106
Figura 7.4 – Diagramas ACF para <i>Nappe</i> Liberdade.....	111
Figura 7.5 – Condições estimadas de formação para as rochas da <i>Klippe</i> Serra da Natureza.	115

Figura 7.6 – Diagramas ACF para a <i>Klippe</i> Serra da Natureza	117
Figura 8.1 – Diagrama ilustrando a variação das idades pontuais e respectivos erros.	126
Figura 9.1 – Trajetórias <i>P-T</i> das <i>nappes</i> estudadas	135
Figura 9.2 – Gradiente metamórfico de campo para a área de estudo	137
Figura 9.3 – Modelo esquemático evolutivo das isotermas do Domínio Serra da Natureza.	138
Figura 9.4 – Modelo evolutivo de exumação do Domínio Serra da Natureza.	140

LISTA DE QUADROS

Quadro 4.1 – Sequência de cristalização do Xisto Santo Antônio.	22
Quadro 4.2 – Sequência de cristalização do Xisto Serra da Boa Vista.	24
Quadro 4.3 – Sequência de cristalização dos paragneisses migmatíticos da <i>Nappe</i> Liberdade.....	33
Quadro 4.4 – Sequência de cristalização para os xistos da <i>Nappe</i> Liberdade.....	36
Quadro 4.5 – Sequencia de cristalização das rochas metamáficas da <i>Nappe</i> Liberdade.	41
Quadro 4.6 – Sequência de cristalização do paragneisse granulítico da <i>Klippe</i> Serra da Natureza. 50	
Quadro 4.7 – Sequencia de cristalização do anfibolito da <i>Klippe</i> Serra da Natureza.....	51

LISTA DE TABELAS

Tabela 7.1 – Resultados obtidos pelos métodos geotermobarométricos utilizados.	99
Tabela 7.2 – Resultados obtidos para o geotermômetro Zr-em-Rt.	100
Tabela 8.1 – Resultados analíticos e idades obtidas pelos macros de Microsoft Excel® AgeMona (Vlach & Gualda, inédito) e Isoplot (Ludwig, 2003)	125
Tabela 8.2 – Compilação dos principais dados geocronológicos para o Terreno Andrelândia ...	127

LISTA DE PRANCHAS

Prancha 4.1 – <i>Nappe</i> Andrelândia (Xisto Santo Antônio).....	25
Prancha 4.2 – <i>Nappe</i> Andrelândia (Xisto Santo Antônio e Xisto Serra da Boa Vista).	26
Prancha 4.3 – <i>Nappe</i> Andrelândia (Xisto Serra da Boa Vista)/ <i>Nappe</i> Liberdade (paragneisses migmatíticos).	27
Prancha 4.4 – <i>Nappe</i> Liberdade (paragneisses migmatíticos).....	31
Prancha 4.5 – <i>Nappe</i> Liberdade (paragneisses migmatíticos e xistos a estaurolita).	32
Prancha 4.6 – <i>Nappe</i> Liberdade (xistos a estaurolita).....	35
Prancha 4.7 – <i>Nappe</i> Liberdade (rochas máficas) - I.....	38
Prancha 4.8 – <i>Nappe</i> Liberdade (rochas máficas) - II.....	39

Prancha 4.9 – <i>Nappe</i> Liberdade (rochas máficas) - III.....	40
Prancha 4.10– <i>Nappe</i> Liberdade (rochas metaultramáficas)/ <i>Klippe</i> Serra da Natureza (paragnaisse granulítico).....	44
Prancha 4.11 – <i>Klippe</i> Serra da Natureza (paragnaisse granulítico) - I.....	44
Prancha 4.12 – <i>Klippe</i> Serra da Natureza (paragnaisse granulítico) - II.....	46
Prancha 4.13 – <i>Klippe</i> Serra da Natureza (paragnaisse granulítico e anfibolito).....	48
Prancha 4.14 – <i>Klippe</i> Serra da Natureza (anfibolito)/Leucogranito.	49
Prancha 5.1 – Foliações sin-metamórficas (1).	59
Prancha 5.2 – Foliações sin-metamórficas (2).	60
Prancha 5.3 – Lineações, indicadores cinemáticos e boundinagem.	65
Prancha 5.4 – Lineações, indicadores cinemáticos e boundinagem / corpos graníticos.....	66
Prancha 5.5 – Deformações tardias.....	69
Prancha 7.1 – <i>Nappe</i> Andrelândia.	103
Prancha 7.2 – <i>Nappe</i> Liberdade (1).....	108
Prancha 7.3 – <i>Nappe</i> Liberdade (2).....	109
Prancha 7.4 – <i>Nappe</i> Liberdade (3).....	110
Prancha 7.5 – <i>Klippe</i> Serra da Natureza - I.	118
Prancha 7.6 – <i>Klippe</i> Serra da Natureza - II.....	119
Prancha 8.1 – Imagens eletrônicas de monazitas.	128

1 INTRODUÇÃO

Terrenos metamórficos que contém rochas com associações minerais características de pressão alta ou ultra-alta, rochas da fácies eclogito e eclogitos de pressão ultra-alta, propiciam a oportunidade única de investigar a raiz profunda de sistemas orogênicos. Notoriamente, essas rochas ocorrem encaixadas, ou intimamente associadas, a rochas de fácies anfibolito superior a granulito e a migmatitos (*e.g.* Terry *et al.*, 2000; Labrousse *et al.*, 2002; Walsh & Hacker 2004), o que sugere íntima relação entre os processos de metamorfismo e anatexia, que ocorrem na crosta inferior e intermediária, com processos de exumação, responsáveis com a exposição dessas rochas. Estudos geocronológicos e petrológicos desses terrenos não são cruciais apenas para elucidar a natureza da formação de granulitos e eclogitos, como também contribuem para compreensão da geodinâmica da litosfera terrestre (Gordon *et al.*, 2005).

Diversos modelos tentam explicar os mecanismos que guiam a exumação dos terrenos com granulitos e eclogitos, que podem ser expostos na superfície por processos de erosão superficial (*e.g.* Zeitler *et al.*, 2001) e processos tectônicos, como o colapso de orógenos (*e.g.* Vaderhaeghe *et al.*, 1999).

Walsh & Hacker (2004) sugerem que a exumação de terrenos profundos ocorre em dois estágios. O primeiro é controlado pela retirada da cobertura, guiando as rochas da crosta inferior para a crosta intermediária. Durante o segundo estágio as rochas de alta pressão são reequilibradas por metamorfismo supra-Barroviano, com fusão parcial e substituição da paragénese de alta pressão. Deste modo, as rochas de alta pressão preservadas apresentam trajetórias retrometamórficas semelhantes às rochas que tiveram o pico metamórfico em condições supra-Barrovianas e as evidências de alta pressão podem, por vezes, ser totalmente obliteradas. O modelo de exumação proposto por Walsh & Hacker (2004) é coerente com as observações estruturais, geológicas e metamórficas de diversos terrenos de alta pressão em que dois estágios de exumação são observados, o primeiro é rápido e envolve descompressão isothermal, sendo seguido pelo segundo, de lenta exumação até a superfície (Terry *et al.*, 2000; Rubatto & Hermann, 2001; Parrish *et al.*, 2006; Warren *et al.*, 2008).

Modelos de laboratório realizados por Boutelier *et al.* (2004) demonstram que durante os estágios iniciais de subducção continental os sedimentos da margem subductada são dragados para a base da placa cavalgante (*overriding plate*) e são parcialmente acrescidos à zona interplaca, em profundidades de 60 a 100 km. As rochas metamórficas formadas a partir desses sedimentos permanecem aí até o início da delaminação crustal, a qual a pressão entre as crostas em colisão aumenta. Parte dessas rochas é extrudida, ao longo da zona interplaca, de cerca de 30 km de profundidade até próximo à superfície, em taxa próxima a 5-10 cm/ano.

Após a colisão continental, as rochas da crosta inferior da placa cavalgada são transformadas em eclogitos e granulitos de alta pressão. Rochas metapelíticas apresentam como associação característica da fácies granulito de alta pressão granada + cianita + feldspato potássico + rutilo, que é controlada pela quebra de muscovita e biotita, envolvendo fusão como produto da reação. Em composições máficas, pobres em sílica (olivina toleito), os granulitos não apresentam ortopiroxênio, que é substituído por clinopiroxênio + granada + plagioclásio (O'Brien & Rötzler, 2003). As ocorrências de cianita granulito descritas na literatura, estão associadas à eclogitos e retroeclogitos, como por exemplo nos maciços Iberiano (Ibarguchi *et al.*, 1990), da Boemia (Carswell & O'Brien, 1993; O'Brien, 2006) e no Orógeno Himalaiano (Vannay & Hodges, 1996). Estudos experimentais de Green & Lambert (1965) mostram que, com o aumento da pressão, o ortopiroxênio desaparece em rochas adamelíticas aproximadamente nas mesmas condições de pressão e temperatura que o plagioclásio desaparece em rochas de composição quartzo tolética (Green & Ringwood, 1967). Granulitos de pressão alta que não contêm ortopiroxênio, sejam pelíticos ou máficos, eram comparativamente ignorados na literatura, quando comparados a outros tipos de granulitos (O'Brien & Rötzler, 2003). Por exemplo, no clássico trabalho de Harley (1989) dos noventa terrenos granulíticos referidos, apenas dois exemplos são portadores de cianita. Desse modo, ao abordar o tema granulito, grande parte dos geólogos restringe-se às associações com ortopiroxênio. Todavia, trabalhos mais recentes (*e.g.* Campos Neto & Caby, 1999 e 2000; O'Brien & Rötzler, 2003; O'Brien 2006; Pattinson, 2003; Gordon *et al.*, 2005) abordam os granulitos em perspectivas diferentes e são capazes de ampliar o conhecimento dos processos de evolução da litosfera. Ainda deve-se ressaltar que a primeira rocha denominada de granulito, no maciço da Bohemia (Weiss, 1803 *in* O'Brien, 2006), não tem ortopiroxênio, e sim a associação de alta pressão granada + cianita + feldspatos ternários + rutilo e foi equilibrada em condições *P-T* da fácies eclogito (O'Brien, 2006).

Estudos em sistemas pelíticos demonstram que biotita pode coexistir com cianita após o surgimento de feldspato alcalino, antes dos 900 °C, antes do surgimento de ortopiroxênio em condições de temperatura ultra alta (Vielzeuf & Holloway, 1988; Patiño Douce & Beard, 1995; Spear *et al.*, 1999; Indares & Dunning, 2001). Em pressões mais baixas, no campo da sillimanita, a associação ortopiroxênio-sillimanita marca o início do regime de temperatura ultra alta, e não há motivos para restringir condições de temperatura alta a pressões crustais normais (O'Brien & Rötzler, 2003). Em crosta super espessada, como nos Himalaia, ou em subducção até o manto rochas de pressão e temperatura alta podem ser geradas. Desse modo rochas de alta temperatura podem ser geradas em regimes de alta pressão.

No Sul de Minas Gerais, granulitos de alta pressão são reconhecidos desde a segunda metade da década de 1990 (Trouw & Castro, 1996). Na Serra da Natureza, localizada entre Andrelândia e Arantina, área em que este trabalho foi desenvolvido, ocorrem granulitos félsicos a cianita + feldspato potássico + granada + rutilo, mas sem ortopiroxênio, característicos de condições de alta pressão. Já foram publicados diversos mapas para a região (*e.g.* Paciullo *et al.* 2003a), mas quase nenhum reconhece a *klippe* com rochas da fácies granulito. A primeira descrição de granulitos na Serra da Natureza foi feita por Santos (2004). Porém a autora não individualiza a *klippe*, apenas define o Domínio Serra da Natureza, que inclui a porção central da *Nappe* Liberdade e o corpo alóctone granulítico. O primeiro trabalho a individualizar a estrutura como *klippe* foi o de Campos Neto *et al.* (2007), que a trata em escala regional. As primeiras descrições e mapa em escala adequada da estrutura foram apresentados por Motta *et al.* (2008b). Esses granulitos e a estrutura que definem são o alvo do presente trabalho.

1.1 OBJETIVOS

O presente trabalho tem por objetivo a caracterização geológica, estrutural e petrológica das rochas da *Klippe* Serra da Natureza e seu contexto no Sistema de *Nappes* Andrelândia (Campos Neto *et al.*, 2007). Com essa caracterização, pretende-se contribuir para o melhor entendimento da evolução da porção sul da Faixa Brasília.

Mapas geológicos da região estudada já foram publicados em escala igual ou superior a 1:100.000, mas não mostram a estrutura granulítica alóctone (*eg.* Paciullo *et al.* 2003a) e os que mapeiam a estrutura superestimam seu tamanho (Santos, 2004). Assim, um dos produtos deste trabalho é o mapa geológico, em escala 1:50.000, da Serra da Natureza e áreas adjacentes. O mapa é em parte compilado de trabalhos anteriores (Paciullo *et al.* 2003a e Santos, 2004). Entretanto, o mapeamento da *Klippe* Serra da Natureza e das rochas que a constitui é fruto dos dados coletados exclusivamente nessa pesquisa.

O estudo petrológico aqui desenvolvido é baseado em dados microestruturais, termobarométricos, reconstrução de trajetórias *P-T* e datação de grãos de monazita com microsonda eletrônica, em cada *nappe* do Sistema de *Nappes* Andrelândia da área investigada. Esse estudo possibilitou a análise tectono-metamórfica desse sistema de *nappes*.

1.2 LOCALIZAÇÃO

A área de estudo está situada no sudeste do Estado de Minas Gerais, próximo à divisa com o Estado do Rio de Janeiro, nas proximidades das cidades de Andrelândia, Santana do Garambéu e Arantina. O levantamento geológico foi realizado utilizando as cartas topográficas,

em escala 1:50.000, do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), Santana do Garambéu (SF-23-X-C-V-1), Andrelândia (SF-23-X-C-V-2), Arantina (SF-23-X-C-V-3) e Bom Jardim de Minas (SF-23-X-C-V-4).

O acesso, a partir da cidade de São Paulo é realizado pela Rodovia Presidente Dutra (BR-116), rodovia SP-052, sentido Cruzeiro, rodovia MG-158, até o município de Caxambú, rodovia BR-267, sentido Juiz de Fora, até a rodovia BR-494, sentido Andrelândia. A figura 1.1 apresenta o mapa de localização da área com as principais rodovias.

Figura 1.1 – Localização da área e principais acessos, com a área de estudo em destaque.

2 MATERIAIS E MÉTODOS

O desenvolvimento do presente trabalho seguiu as seguintes etapas:

- **Levantamentos bibliográficos:** a pesquisa bibliográfica foi dividida em duas partes: *i)* material para elaboração de geologia regional, e *ii)* material para fundamentar os conceitos explorados no trabalho – petrografia, análise estrutural, petrologia, metamorfismo e geotermobarometria e geocronologia;
- **Trabalhos de campo e amostragem:** foram realizados trabalhos sistemáticos, auxiliados pela utilização de mapas topográficos, bússola (todas as medidas obtidas com bússola do tipo CLAR), martelo, caderneta, lupa, sendo 187 afloramentos visitados sob a sigla SN e 35 afloramentos sob a sigla SSA, totalizando 222 afloramentos, dos quais foram amostradas diversas rochas de todos os litotipos para os estudos aqui efetuados;
- **Petrografia e caracterização metamórfica:** essas atividades iniciaram-se durante os trabalhos de campo, com descrição macroscópica das amostras, identificando os principais minerais, texturas e estruturas. Seções delgadas foram descritas, perfazendo total de 105 amostras, nas quais foram observadas as associações minerais e texturas, para caracterização metamórfica e estrutural das rochas.
- **Análise estrutural:** o tratamento de dados estruturais levantados em campo foi feito com estereogramas tipo Schmidt-Lambert, com projeção no hemisfério inferior, pelo programa Rocscience Dips[®]. A confecção dos mapas foi realizada com auxílio do conjunto de aplicativos ArcGIS[®];
- **Química mineral:** a partir das descrições petrográficas, foram selecionadas sete amostras com as principais paragéneses metamórficas; os minerais foram submetidos a análises da microsonda eletrônica no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. As condições de análise foram de 15 kV e 20 nA para os silicatos, 15 kV e 120 nA para rutilo e 15 kV e 300 nA para monazita;
- **Termobarometria:** os dados de química mineral permitem cálculos termobarométricos, aqui realizados com o programa THERMOCALC, baseado em banco de dados termodinâmicos internamente consistentes, além de geotermômetros e geobarômetros clássicos;
- **Geocronologia:** dados de química mineral realizados em cristais de monazita permitiram a datação química de alguns grãos dos litotipos estudados.

Detalhes mais específicos de alguns dos métodos usados serão apresentados em cada

capítulo da dissertação.

3 CONTEXTO GEOLÓGICO

3.1 A FAIXA BRASÍLIA

Almeida (1967) reconheceu áreas cratônicas separadas por faixas de dobramentos neoproterozóicas que também contêm extensas porções de rochas antigas retrabalhadas. O avanço do conhecimento das faixas ao redor do Cráton do São Francisco deu-se na margem setentrional por Santos & Brito Neves (1984), na margem ocidental por Marini *et al.* (1983) e nas margens meridional e oriental por Hasui & Oliveira (1984). A revisão geral das faixas móveis em torno do cráton foi apresentada por Fuck *et al.* (1993) e mais recentemente por Dardenne (2000), Trouw *et al.* (2000a), Campos Neto (2000), Heilbron *et al.* (2004), Valeriano *et al.* (2004) e Uhlein *et al.* (2004).

A Faixa Brasília faz parte da Província Tocantins (Almeida *et al.*, 1977), sistema orogênico neoproterozóico e resultado da sucessão de convergências entre blocos crustais, cujos núcleos geraram as várias regiões cratônicas, culminando com a formação do Gondwana (Valeriano *et al.* 2004). A Província Tocantins situa-se entre os crátons Amazônico, a oeste, e São Francisco, a leste, com a interferência de um terceiro bloco, o Cráton Paranapanema, a sul. A Faixa Brasília delimita toda a parte oeste do Cráton São Francisco e pode ser dividida em duas partes (Valeriano *et al.*, 2004): a Faixa Brasília Setentrional, de orientação NE e a Faixa Brasília Meridional, de orientação NW. A compartimentação tectônica da faixa pode ser definida, de leste para oeste, pelos terrenos que se acresceram à borda ocidental do cráton: rochas metassedimentares parautoctones do Grupo Bambuí, na zona de ante país; rochas metassedimentares alóctones de margem passiva e rochas do seu embasamento; Maciço Goiano, microcontinente arqueano-mesoproterozóico; e o Arco Magmático de Goiás (Fuck *et al.*, 1994; Valeriano *et al.*, 2004 – figura 3.1).

A história da Faixa Brasília tem início com a Tafrogênese Toniana (900-800 Ma), marcada por riftiamentos e dispersão de fragmentos continentais, resultando na fragmentação do supercontinente Rodínia e após esta etapa, sucessão de convergências resulta na aglutinação de outro supercontinente, o Gondwana (Brito Neves *et al.*, 1999). A deriva continental pós Tafrogênese Toniana gerou diversas bacias sedimentares de margem passiva, hoje representadas dentro da Faixa Brasília pelas rochas dos grupos Canastra, Ibiá, Paranoá, Vazante, Bambuí, Araxá e Andrelândia (Valeriano *et al.*, 2004). A Faixa Brasília Meridional tem estilo definido pelo empilhamento de extensas *nappes* de cavalgamento, formadas por rochas, cujos protolitos foram depositados na margem passiva sanfranciscana, subsequentemente, metamorfizadas e empurradas

em direção ao cráton, por volta de 640 Ma. O grau metamórfico e a intensidade da deformação aumentam consideravelmente, porém não continuamente, da área cratônica para o interior da faixa (Valeriano *et al.*, 2008).

Figura 3.1 – Unidades tectônicas da Faixa Brasília (retirado de Valeriano *et al.* 2004). Legenda: 1 e 3- terrenos *garnito-greenstone* e *gneiss-migmatíticos* arqueano/paleoproterozóico; 2- coberturas neoproterozóicas autóctones/paraautóctones (São João Del Rei, Carandaí, Andrelândia e Bambuí); 4 e 14- *greenstone belts*; 5- sucessões de *rift* paleo a mesoproterozóico (Grupo Araí); 6- sistema de cavalcamento Ilícinia-Piumhi; 7- Grupo Paranoá; 8- grupo Canastra; 9- Grupo Vazante; 10- Grupo Ibiá; 11- Grupos Araxá e Andrelândia; 12- *nappes* granulíticas (Complexo Anápolis-Itauçu e *Nappe* Socorro-Guaxupé); 13- complexos granito-gneiss-migmatíticos arqueano/paleoproterozóicos; 15- sucessões vulcano-sedimentares de *rift* mesoproterozóicos; 16- complexos básico-ultrabásico meso/neoproterozóicos; 17- sucessões vulcano-sedimentares meso a neoproterozóicas; 18- ortognaisses e granitóides neoproterozóicos; 19- faixas Paraguaia (PA), Araguaia (AR) e Ribeira (RB); 20- coberturas fanerozóicas

Vários compartimentos ocorrem na Faixa Brasília Setentrional, com grande variação dos litotipos, condições do metamorfismo e estilos estruturais. Na porção oeste da faixa está localizado segmento do Arco Magmático de Goiás e na porção central o Maciço Goiano, e, ao

sul, é separada da Faixa Brasília Meridional pela Megaflexura dos Pirineus (Costa & Angeiras, 1971), a qual funciona como divisor em que as tendências estruturais são infletidas para E-W. No campo são observadas relações de sobreposição da trama estrutural da Faixa Brasília Setentrional sobre a Faixa Brasília Meridional, o que sugere diacronismo da evolução de ambos os segmentos e portanto o segmento norte é mais jovem (Fonseca *et al.*, 1997; Dardenne, 2000; Valeriano *et al.*, 2008).

A zona de antepaís é caracterizada por empurrões rasos e horizontais que afetam as rochas metassedimentares anquimetamórficas plataformais neoproterozóicas do Grupo Bambuí, que, gradativamente para leste, tornam-se autóctones e sem deformação (Dardenne, 2000; Valeriano *et al.*, 2004).

3.2 O ORÓGENO BRASÍLIA MERIDIONAL

Denominada de Faixa Alto Rio Grande por Hasui (1982), a faixa dobrada a sul do Cráton do São Francisco foi correlacionada por Trouw *et al.* (1984a e b) à Faixa Brasília. Nesta faixa de dobramentos são reconhecidos os grupos São João Del Rei, Andrelândia e Carrancas (Trouw *et al.*, 1983), todos caracterizados por sequências de rochas metassedimentares com rochas metavulcânicas subordinadas. O Grupo São João Del Rei corresponde à sequência deposicional intracratônica, autóctone sobre o embasamento gnáissico-migmatítico (Trouw *et al.* 1986), em parte correlato ao Supergrupo Espinhaço (Ribeiro *et al.*, 1995; Trouw *et al.*, 2000a). Os grupos Andrelândia e Carrancas são alóctones e os sedimentos originais foram depositados em paleogeografia do tipo margem passiva, no ciclo deposicional Andrelândia (Ribeiro *et al.*, 1995; Trouw *et al.*, 2000a).

Dados geocronológicos apresentados por Heilbron *et al.* (1989), Campos Neto (2000) e Ribeiro *et al.* (1990) indicam caráter policíclico ao segmento nos ciclos Uruaçuano e retrabalhamento no Brasiliano. Heilbron (1990) propõe que o orógeno seja formado pela delaminação e subducção de crosta continental sobre crosta continental, durante o Uruaçuano, sendo o bloco Andrelândia subductado e arrastado sob os complexos Juiz de Fora e Paraíba do Sul.

Campos Neto (2000) aborda a formação das faixas de dobramento como orógenos resultantes da colisão de duas placas litosféricas, culminando com a aglutinação de protocontinentes na Colagem Orogênica Brasileira. A colagem é representada por duas orogenias maiores, a Tocantins, na Faixa Brasília, e a Mantiqueira, na Faixa Ribeira, ambas relacionadas ao Cráton do São Francisco e resultantes de sistemas orogenéticos desenvolvidos no final do Neoproterozóico, culminando com a amalgamação do Supercontinente Gondwana. Assim na

porção sul da Faixa Brasília encontra-se o Orógeno Tocantins Meridional (ou Orógeno Brasília Meridional) que registra episódios de subducção e colisão neoproterozóicas, resultantes do fechamento do paleo-oceano Goianides, pela convergência da Placa Sanfranciscana sob a Placa Paranapanema, atualmente coberta pela Bacia do Paraná.

De acordo com Ribeiro *et al.* (1995), Heibron *et al.* (2004), Trouw *et al.* (1994, 2003), Campos Neto *et al.* (2004) e Peternel *et al.* (2005), o estágio colisional na extremidade sul do Orógeno Brasília ocorreu em torno de 630 Ma, pela colisão do Maciço Guaxupé e a placa Sanfranciscana; o transporte tectônico de topo foi para E, com metamorfismo de fácies granulito de pressão elevada associado, sendo o pico metamórfico alcançado no campo da cianita; retroeclogitos estão associados e ocorrem na base das *nappes*.

No Orógeno Ribeira, entre 580 e 560 Ma, ocorreu encurtamento crustal com transporte de topo para NNW, com dobramentos em escala regional e metamorfismo de pressões intermediárias, com paragêneses a sillimanita, granada e cordierita que ocorrem em rochas associadas a corpos anatéticos (Heilbron *et al.*, 2004). Os efeitos da implantação do Orógeno Ribeira funcionaram como uma segunda colisão sobre o recém estruturado Orógeno Brasília, resultando em complexa zona de interferência entre os dois orógenos (Trouw *et al.*, 2000a e b). A região de superposição entre as faixas tem limite norte de direção NE-SW, o qual passa pelas cidades de Lambari e Piedade de Minas e o limite sul coincide com os limites meridionais das *nappes* Socorro, Liberdade e Andrelândia (Trouw & Peternel, 2007). O Orógeno Ribeira registra ainda colisão tardia, entre 520 e 510 Ma, mais a leste, no Terreno Cabo Frio, e corresponde a compressão E-W, que gerou zonas de cisalhamento transpressionais sub-verticais NE-SW, de movimentação dextral; o metamorfismo alcançou condições da fácies granulito em altas pressões, no campo de estabilidade da cianita (Schimitt, 2000).

Heilbron *et al.* (1995) inserem a chamada região de interferência como pertencente apenas à Faixa Ribeira, apesar de reconhecer que alguns aspectos metamórficos e deformacionais são relativos à Faixa Brasília. Os autores propõem evolução monocíclica para o segmento, dividindo-o em quatro domínios, um autóctone e três alóctones: inferior, médio e superior. O Ciclo Depositional Andrelândia pertenceria aos três primeiros segmentos. No Domínio Autóctone cobertura e embasamento são facilmente distinguíveis, já com baixa deformação e diminuindo em direção ao cráton. No Domínio Alóctone Inferior a cobertura está intensamente deformada sobre embasamento de alto grau, ortoderivado e paleoproterozóico a arqueano. No Domínio Alóctone Médio ocorre intensa interdigitação entre rochas metassedimentares neoproterozóicas com ortognaisses e granulitos, os últimos de idade paleoproterozóica a arqueana (Complexo Juiz de Fora). A interdigitação dificulta a separação das unidades, mas é interpretado que as rochas

ortoderivadas são o embasamento das paraderivadas.

Campos Neto & Caby (1999) consideram que na formação do Orógeno Brasília, não ocorreu sobreposição de eventos termotectônicos e sim o desenvolvimento de um único evento colisional, contínuo, do tipo himalaiano e formando complexo sistema de *nappes*. Portanto, o Orógeno Brasília Meridional (figura 3.2) consiste em pilha colisional de *nappes*, com cunha orogênica resultante mergulhando para S-SW, em três ambientes principais, de WSW para ENE: domínio de arco magmático desenvolvido na margem continental ativa da placa Paranapanema (*Nappe* Socorro-Guaxupé), domínio continental subductado (Terreno Andrelândia) e domínios com afinidade de margem passiva relacionados à Placa Sanfranciscana (Sistema de *Nappes* Carrancas e *Nappe* Lima Duarte).

Figura 3.2 – Mapa tectônico do Orógeno Brasília Meridional (modificado de Campos Neto *et al.*, 2007)

3.3 O TERRENO ANDRELÂNDIA

A acreção de terrenos na margem da Placa Sanfranciscana se deu em sequência ao

episódio tafrogenético mundial, responsável pela fragmentação do supercontinente Rodínia e a dispersão de múltiplos fragmentos crustais. A deriva continental que se sucede foi acompanhada pelo desenvolvimento de bacias de margem passiva, onde se inclui a Bacia Andrelândia (Valeriano *et al.*, 2004). O Terreno Andrelândia é formado por sistema de *nappes* com rochas de alta pressão, estando sotoposto à *Nappe* Socorro-Guaxupé e sobreposto ao Sistema Carrancas (Campos Neto & Caby, 2000). As altas pressões metamórficas podem indicar que em etapa precoce da orogênese, a margem continental distal sanfranciscana entrou em subducção parcial sob a placa colidente vinda de oeste, sendo, a seguir, exumada e empurrada sobre escamas mais próximas ao antepaís (Campos Neto & Caby, 1999).

Campos Neto & Caby (2000) e Campos Neto *et al.* (2004) definem a *Nappe* Socorro-Guaxupé como pilha alóctone espessa, separada em três unidades de crosta continental profunda e submetida a altas temperaturas (~900 °C). A Unidade Basal (850 °C a 14 kbar) apresenta granulitos e gnaisses bandados, enderbíticos a granada, biotita e ortopiroxênio $\pm$ clinopiroxênio e anfibólio; a Unidade Diatexítica Intermediária tem diatexitos graníticos rosados a biotita e granada; e, a Unidade Migmatítica Superior é representada por migmatitos estromáticos (900 °C a 8,5 kbar). Dados geocronológicos obtidos por Campos Neto *et al.* (2004) indicam que o metamorfismo de temperatura ultra-alta ocorreu a 625 ± 5 Ma. O resfriamento acontece entre 600 e 590 Ma, indicado por idades Ar-Ar, e mais ao sul, no estado de São Paulo, entre 580 e 520 Ma (Trouw & Peternel, 2007).

O sistema de *Nappes* Carrancas, sobreposto ao Terreno Andrelândia, é constituído pelas rochas do Grupo Carrancas, o qual está relacionado à margem passiva da Placa Sanfranciscana. O grupo apresenta muscovita quartzito, magnetita-muscovita-biotita gnaiss, granada xisto grafitoso e lentes de rochas metaultramáficas subordinadas (Trouw *et al.*, 1983). As condições de metamorfismo variam entre as condições da fácies xisto verde e anfibolito (Ribeiro & Heilbron, 1982; Trouw *et al.*, 2000; Campos Neto *et al.*, 2004; Pavan *et al.*, 2008).

As rochas da *Nappe* Lima Duarte apresentam afinidade com deposição em margem passiva e estão localizadas na porção oriental do Orógeno Brasília Meridional. A pilha é formada por quartzito muito grosso, com predominância de ortoquartzito sobre quartzito imaturo, o qual ocorre com lascas imbricadas de sillimanita-granada-biotita gnaiss migmatítico (Campos Neto *et al.* 2004; Santos, 2004). Várias lentes de hornblenda-biotita gnaiss migmatítico, com mesossoma de composição de tonalito a trondhjemitito, ocorrem na base da *nappe* e as rochas apresentam idades paleoproterozóicas a arqueanas (Campos Neto *et al.* 2004). Vilela (2000) calcula como condições *P-T* máximas para a unidade 750 °C a 16 kbar. O equilíbrio da paragênese se dá a 850 °C e 10 kbar (Campos Neto *et al.* 2004), condições que contrastam com as condições registradas

em paragneisses da unidade que não atingiram temperaturas superiores à 800 °C, mesmo apresentando feições de fusão parcial. A diferença sugere independência da cobertura metassedimentar em relação ao seu embasamento ortognaíssico durante a trajetória de extrusão da *nappe* (Rocha *et al.*, 2007). Machado *et al.* (1996) define a idade do metamorfismo da *Nappe* Lima Duarte em 611 ± 4 Ma, com base em análise U-Pb em monazita.

O Terreno Andrelândia foi dividido por Campos Neto & Caby (2000) em *nappes* superiores (*nappes* Três Pontas-Varginha, Pouso Alto e *klippen* associados) e inferiores (*nappes* Carmo da Cachoeira e Andrelândia), de acordo com o empilhamento interno das diversas *nappes* que constituem o seu sistema de cavalgamento. Campos Neto *et al.* (2005) ainda incluem mais uma divisão que corresponderia a *nappe* intermediária (*Nappe* Liberdade). Com base na direção de transporte das estruturas, Campos Neto *et al.* (2007) ainda dividem o Terreno Andrelândia em domínio interno (ocidental), formado pelas *nappes* Carmo da Cachoeira e Três Pontas-Varginha, com topo para E, e domínio externo (oriental) constituído pelas *nappes* Andrelândia, Liberdade e Pouso Alto e *klippen* associadas, com transporte de topo para N-NW. A área estudada nesse trabalho faz parte do domínio externo ou oriental.

As *nappes* inferiores, *Nappe* Carmo da Cachoeira e *Nappe* Andrelândia, são constituídas por rochas de alta pressão com pico metamórfico na fácies anfibolito e representadas por rutilo-granada-biotita-plagioclásio-quartzo xisto/gnaiss (Xisto Santo Antônio), rutilo-cianita/sillimanita-granada-biotita xisto, quartzito impuro e sequência rítmica xisto-quartzítica (Pacote Moreiras). Corpos lenticulares de rochas metamáficas, gnaiss calciossilicático e lentes de retroeclogito ocorrem intercalados nessas rochas (Campos Neto & Caby, 1999; Campos Neto *et al.* 2004; Campos Neto *et al.*, 2005). Os protolitos dessas rochas foram depositados em sistema deposicional regressivo em bacia tipo *flysch* (Campos Neto *et al.*, 2005). Cálculos termobarométricos com paragêneses de metapelitos da *Nappe* Andrelândia apontam pico metamórfico a 660 °C e 11 kbar, atingido em trajetória de decompressão isothermal, inferida por coroas simplectíticas de sillimanita-plagioclásio-quartzo em torno de grãos de granada, passando por condições de 650 °C e 7,5 a 6 kbar, seguido por resfriamento isobárico (Santos *et al.*, 2004).

A *nappe* intermediária (*Nappe* Liberdade) é caracterizada por rochas com associações da fácies anfibolito, em que predominam rochas pelíticas a granada, sillimanita, cianita e estauroлита, intercaladas com rochas calciossilicáticas, retroeclogito, rochas metaultramáficas, mármore, anfibolitos, quartzitos, gonditos, BIFs e camadas expressivas do Xisto Santo Antônio (Trouw *et al.*, 2000a). A associação de rochas é correspondente às unidades basais da *Nappe* Andrelândia e representam sequências distais em relação à margem Sanfranciscana (Campos Neto *et al.*, 2005). O sul da estrutura é delimitado pela Zona de Cisalhamento Liberdade (Rodrigues, 2003), com

evolução tectônica vinculada à convergência oblíqua lateral entre os terrenos das *nappes* inferiores, Lima-Duarte e Socorro-Guaxupé; a zona de cisalhamento tem papel importante na trajetória crustal das unidades regionais, controlando as isógradas da sillimanita-*in* e da cianita-*out*, por apresentar significativo componente de transporte vertical. Meira & Campos Neto (2007) calculam as condições de pico metamórfico em metapelitos da *Nappe* Liberdade em 630 °C e 9 kbar, compatíveis com as condições calculadas por Motta (2008a), também em metapelitos, de 650 °C a 7,5 kbar. Santos (2004) calcula condições mais elevadas em rochas metamáficas (~770 °C e 11 kbar).

Em alguns anfíbolitos, da *Nappe* Liberdade, são observados grãos de clinopiroxênio rico em Na, inclusos em granada, que são indicativos que essas rochas foram metamorfizadas em condições da fácies eclogito (Campos Neto & Caby, 2000; Trouw *et al.*, 2000). A existência de granulitos de derivação sedimentar e retroeclogitos ao longo das superfícies de cavalgamento registra a sutura da colisão continental que selou o orógeno (Campos Neto & Caby, 1999 e 2000).

As *nappes* superiores (*Nappe* Três Pontas-Varginha, *Nappe* Pouso Alto, *Klippe* Carvalhos, *Klippe* Airuoca e *Klippe* Serra da Natureza) contêm rochas de alta pressão e temperatura, atingindo a fácies granulito, por vezes condições de transição entre as fácies granulito e eclogito. Ocorrem rochas pelíticas e *wackes* cuja área fonte foram sedimentos originados das *nappes* subjacentes, sendo a *wacke* mais importante representada pelo Xisto Santo Antônio (Campos Neto *et al.*, 2005; Cioffi, 2009). Nas rochas metassedimentares é reconhecida a paragênese rutilo + feldspato potássico + cianita + granada + quartzo $\pm$ plagioclásio com sillimanita + biotita + ilmenita como fases tardias, e clinopiroxênio + granada + quartzo + plagioclásio $\pm$ biotita e ortopiroxênio, em rocha metamáfica; ocorrem intercalações de quartzitos e gnaisses cálcio-silicáticos, além de corpos de leucogranito (Campos Neto & Caby, 1999 e 2000; Trouw *et al.*, 2000a e b). Cálculos termobarométricos indicam condições de metamorfismo em rochas da *Nappe* Três Pontas-Varginha a 920 °C a 12,5 kbar (Moraes *et al.*, 2003), 840 °C e 15 kbar, para rochas a cianita e 880 °C e 13 kbar, para rochas a sillimanita (Garcia & Campos Neto, 2003). Dados geocronológicos para rochas da *Nappe* Três Pontas-Varginha indicam idades entre 615-625 (± 15) Ma, obtidas por microsonda eletrônica em grãos de monazita (Vlach & Gualda, 2000), e de 628 ± 1 Ma em grãos de hornblenda de granulito máfico, pelo método Ar-Ar (Campos Neto *et al.*, 2004), idades compatíveis considerando os erros envolvidos. Para as rochas da *Klippe* Carvalhos, Cioffi *et al.* (2007) calcularam condições para rochas metapelíticas de 835 °C, com a termometria Zr-em-rutilo, e 16 kbar, com o geobarômetro GASP e 850 °C e 15 kbar para rochas metamáficas. Na base das *nappes* superiores ocorre unidade migmatítica truncando-as tectonicamente (Junho & Mendes, 2000). Na unidade migmatítica ocorrem diatexitos a muscovita, biotita $\pm$ sillimanita que

frequentemente são cortados por corpos de muscovita-turmalina granito. Campos Neto *et al.* (2004) denominam a unidade de Migmatitos Alagoa e Rio Preto.

De acordo com Santos *et al.* (2004), as trajetórias metamórficas para as três zonas (superior, intermediária e inferior) são semelhantes e paralelas, sendo que as definidas para a zona da cianita são coincidentes com o estágio final de exumação dos corpos de retroeclogito.

Alternativamente, a estratigrafia da, então, denominada Sequência Andrelândia foi estabelecida por Ribeiro *et al.* (1995) e Paciullo (1997) com seis associações de litofácies, da base para o topo e em direção ao centro da bacia: A1 - paragnaisse; A2 – paragnaisse, quartzito e xisto; A3 – quartzito; A4 – filito cinza e xisto; A5 – biotita xisto e gnaiss; e A6 – xisto e paragnaisse com intercalações menores de quartzito, metacherte e rochas calcissilicásticas. As associações de litofácies representam a evolução da abertura de *rift*, sedimentação plataformal incluindo turbiditos, transgressão marinha e sedimentação de águas profundas. A ampla e regular distribuição das litofácies do Ciclo Depositional Andrelândia e seus correlatos, bem como sua extensa distribuição, indicam bacia com proporções continentais, de relativa estabilidade tectônica (Paciullo *et al.* 1993). Corpos de anfibolito são comuns em meio às associações A1, A2 e A6 e são considerados como resultado do magmatismo toleítico relacionado à evolução da bacia (Trouw *et al.*, 2000a e b; Paciullo, 1997). A evolução da bacia teria ocorrido em ciclo deposicional homônimo posterior a evento termo-tectônico do Paleoproterozóico (2100-1800 Ma), indicador de preenchimento de bacia intracratônica. Razões Sm-Nd em unidades máficas intercaladas aos metassedimentos indicam idades entre 1000 e 600 Ma para a bacia, indicando idade de deposição durante o Neoproterozóico (Ribeiro *et al.*, 1995). Nessa proposta as rochas dos antigos Grupos Carrancas e Andrelândia são agrupadas como parte de única bacia e o pacote todo é redenominado de Megassequência Andrelândia (Paciullo, 1997).

A diferença fundamental entre as duas propostas de estratigrafia é que em uma a Megassequência Andrelândia é considerada como formada por vários estágios de uma bacia única, com a deposição de A1 até A4 entre Toniano (1 Ga.) e Criogeniano (850 Ma), seguida pelas litofácies A5 e A6 (Ribeiro *et al.*, 1995; Trouw *et al.*, 2000a e b). Na outra proposta, o Grupo Carrancas é separado como outra bacia, pois sua fonte apresenta componente antiga, paleoproterozóica, enquanto as unidades da *Nappe* Pouso Alto apresentam fonte juvenil e com deposição a partir de 670 Ma (Campos Neto *et al.*, 2004).

Padrão de metamorfismo invertido é reconhecido no Terreno Andrelândia, com rochas de mais alta pressão e temperatura sobrepostas às rochas de menor temperatura (Trouw *et al.*, 1983; Campos Neto & Caby, 1999 e 2000; Trouw *et al.* 2000a e b; Heilbron *et al.*, 2004; Santos *et al.* 2004; Garcia & Campos Neto, 2003). A inversão metamórfica não é observada apenas entre as

lascas de empurrão, muitas vezes podem ocorrer dentro das próprias *nappes*, existindo decréscimo de temperatura observado em direção às porções basais do sistema de *nappes* (Garcia *et al.*, 2003).

Identifica-se na região a superposição de estruturas de pelo menos três eventos deformacionais – D₁, D₂, D₃ (Trouw *et al.*, 1983, 2000a e b; Trouw, 1992). A primeira fase de deformação (D₁) é caracterizada por empurrões, resultando em dobras recumbentes apertadas a isoclinais com direção de eixos variando entre WSW e NW. Há desenvolvimento de clivagem ardosiana penetrativa (S₁), originando, localmente, lineação de intersecção (L₁) e crescimento de minerais sin-deformacionais da fácies xisto verde, tais como muscovita, clorita, cloritóide e biotita. A fase seguinte de deformação (D₂) gerou foliação de transposição (S₂), como clivagem de crenulação, dobramento recumbente com eixos sub-horizontais caindo para W-E a NW-SE, associados a empurrões com lineação penetrativa mineral e/ou de estiramento, sub-paralela aos eixos de dobras D₂. De acordo com Trouw *et al.* (1983) esta fase deformacional coincide com o auge do metamorfismo, com o desenvolvimento de minerais metamórficos de condições *P-T* mais elevadas, como granada, estauroлита, cianita e sillimanita, além de muscovita e biotita e nas rochas granulíticas a associação cianita-feldspato potássico. Os autores acreditam que as deformações D₁ e D₂ refletem diferentes respostas das rochas conforme o seu aquecimento gradual, sendo o campo de esforços essencialmente o mesmo.

Associadas à última fase deformacional (D₃) são desenvolvidas zonas de cisalhamento sub-verticais com direção NE-SW e movimentação dextral. Os dobramentos são caracterizados por *kink bands* e dobras abertas ou suaves com eixos sub-horizontais de direção NE-SW (Paciullo *et al.* 2000). Há crescimento de minerais metamórficos de temperaturas mais baixas, tardi a pós deformacionais, como clorita, muscovita e cloritóide.

Heilbron *et al.* (1995) propõem modelo cinemático evolutivo típico para áreas de convergência oblíqua, associando a estruturação regional a fases deformacionais principais (D₁ e D₂), responsáveis pelo imbricamento das escamas de empurrão e relacionadas a dobras apertadas a isoclinais, assimétricas, acilíndricas, associadas à foliação penetrativa (S₂ ou S₁ + S₂), dobras em bainha e forte lineação de estiramento. Após a compartimentação, ocorre a fase tardia D₃, com redobramento de estruturas já formadas, planos axiais sub-verticais e eixos com caimento suave NE-SW. Uma quarta fase de deformação (D₄) ocorre com dobras suaves e abertas (megaondulações), evidenciada pelos duplos caimentos de elementos lineares pretéritos.

3.4 AS ROCHAS DE ALTO GRAU DO TERRENO ANDRELÂNDIA E O DOMÍNIO SERRA DA NATUREZA

Rochas de alta temperatura e pressão do Terreno Andrelândia ocorrem nas *nappes*

intermediárias, contudo com distribuição restrita, caracterizada pelo início de fusão parcial, nem sempre atingindo a fácies granulito. O principal domínio em que rochas de alta temperatura e pressão ocorrem são nas *nappes* superiores.

As *nappes* superiores são caracterizadas por rochas de alta pressão e temperatura, muitas vezes apresentando paragêneses de transição entre a fácies granulito e eclogito. Granulito máfico é constituído por clinopiroxênio, plagioclásio, granada, quartzo $\pm$ hornblenda, além de rutilo e ilmenita, enquanto granulito félsico apresenta quartzo, ortoclásio peritítico, granada, cianita e rutilo, com raro plagioclásio e biotita (Moraes *et al.*, 2004). A quantidade escassa de biotita nas rochas paraderivadas, como na *Klippe* Carvalhos (Cioffi & Campos Neto, 2008), indica que temperaturas de quebra de biotita acima de 820 °C foram alcançadas. É comum observar o surgimento de sillimanita no topo da pilha, em decorrência de quebra da cianita, devido à trajetória de exumação descompressiva seguida pelas rochas (Peternel *et al.*, 2005). As condições máximas calculadas foram de 920 °C a 12,5 kbar, com o estabelecimento de trajetórias *P-T* horárias compostas, com estágios de resfriamento e descompressão, representativos do estágio progressivo, a partir do campo da estauroлита, registrada como inclusões desse mineral em granada (Moraes *et al.*, 2003; Cioffi & Campos Neto, 2008).

Garcia *et al.* (2004) dividem as rochas de alta temperatura, das *nappes* superiores, em dois tipos quimicamente distintos: tipo Varginha (protólito imaturo) e tipo Três Pontas (protólito imaturo a maturo). Os gnaisses tipo Varginha apresentam variação composicional pequena que sugere origem a partir de sedimentos psamíticos ricos em feldspato, provavelmente *wackes*, de fontes que sofreram histórias intempéricas amenas, marcadas por intemperismo físico ou por processos de curta duração em ambiente frio, porém os autores preferem a hipótese de que as fontes estariam próximas a arcos magmáticos. Os gnaisses tipo Três Pontas são agrupados em dois conjuntos: (1) o primeiro muito parecido aos do tipo-Varginha e, (2) o segundo de protólitos sedimentares pelíticos, de histórias intempéricas longas e marcadas por intensa atuação de fatores químicos; são admitidas fontes crustais antigas e deposição em períodos de tectônica estável. Assim, Garcia *et al.* (2004) interpretam que a deposição das rochas ocorreu em bacia de ante-arco, alternando períodos de grande atividade orogênica no arco, com períodos de tectônica estável. Outra parte da deposição deu-se em placa continental, simultaneamente a colisão com a margem ativa, misturando sedimentos provenientes do arco com sedimentos da margem passiva.

O Domínio Serra da Natureza (figura 3.3) foi definido por Santos (2004) e baseia-se em características metamórficas e estruturais. É parcialmente correlato à *Nappe* Liberdade, que no topo apresenta escama de cavalgamento que trunca a unidade subjacente, na sua porção centro-norte. As texturas e paragêneses da escama sugerem que a unidade atingiu condições térmicas

superiores à *Nappe* Liberdade. De acordo com a estratigrafia proposta por Campos Neto & Caby (2000) e Campos Neto *et al.* (2005) as rochas da escama estariam inseridas no contexto das *nappes* superiores, mais tarde denominada *Klippe* Serra da Natureza (Campos Neto *et al.*, 2007; Motta *et al.* 2008b).

Figura 3.3 – Mapa geológico do Domínio Serra da Natureza apresentado por Santos (2004) – modificado de Santos (2004).

O Domínio Serra da Natureza é caracterizado por gnaisses grossos e porfiroblásticos a dois feldspatos, rutilo, cianita, granada e biotita; os porfiroblastos de granada, cianita e rutilo atingem mais de 5 cm em alguns afloramentos. Ocorrem intercalações de gnaiss calciossilicático e *boundins* de anfibolito. Estruturas estromática e *schlieren* são reconhecidas em vários afloramentos (Santos, 2004; Motta *et al.* 2008b). Estudos termobarométricos realizados por

Santos (2004) registram condições de pico metamórfico em 790 °C a 11 kbar, para as rochas metassedimentares e valores próximos a 800 °C para rochas metamáficas, dados que colocam as rochas no limite da fácies granulito de alta pressão. O estágio retrogressivo do domínio indica temperaturas de 640 °C a pressões de 9 kbar, resultando em gradiente metamórfico aproximado de 20 °C/km.

4 UNIDADES DE MAPEAMENTO

A partir de levantamentos sistemáticos de campo foi elaborado mapa geológico da área (anexo I), em escala 1:50.000. Foram visitados 222 afloramentos, sendo 187 identificados em ordem crescente com a sigla SN (Serra da Natureza), além de 35 afloramentos visitados na porção norte da Serra do Santo Antônio, numerados também de forma crescente com o prefixo SSA (Serra do Santo Antônio). O mapa de pontos é apresentado no anexo II.

Mapas geológicos da região enfocada foram confeccionados anteriormente por Paciullo *et al.* (2003a) e Santos (2004) e serviram como base para este mapeamento, principalmente nas etapas iniciais da pesquisa, porém, o mapa apresentado, principalmente no que se refere ao mapeamento da *Klippe* Serra da Natureza, é fruto do presente trabalho. Três estruturas são identificadas na área: a *Nappe* Andrelândia, a *Nappe* Liberdade e a *Klippe* Serra da Natureza. Cada uma das *nappes* apresenta unidades características que são apresentadas separadamente.

4.1 *NAPPE ANDRELÂNDIA*

A *Nappe* Andrelândia, na região mapeada, é constituída por duas unidades, o Xisto Santo Antônio e o Xisto Serra da Boa Vista.

4.1.1 Granada-plagioclásio-biotita xisto (Xisto Santo Antônio)

O Xisto Santo Antônio foi definido por Trouw *et al.* (1983), ocorre na porção oeste da área mapeada (anexo I) e é a unidade dominante dentro da *Nappe* Andrelândia. A sua exposição é característica, em lajes nas encostas de morros e morretes (prancha 4.1, A) ou como matacões, que sobressaem à topografia, com coloração preta ou cinza escuro e baixo grau de alteração. Macroscopicamente a rocha é homogênea, de coloração cinza, com veios de quartzo de espessura milimétrica, descontínuos, paralelos a foliação principal e com porfiroblastos de granada e de plagioclásio. A unidade é de fácil distinção no campo.

A rocha é composta por biotita (36-41 %¹), plagioclásio (5-11 %), granada (1-7 %) e quartzo (35-47 %), com proporções menores, de cianita (0,2-3 %), estauroilita (0-3 %), clorita (0,3-1 %) e muscovita (2-6 %); localmente apresenta sillimanita. Como minerais acessórios a rocha tem zircão, monazita, apatita, turmalina, rutilo e minerais opacos. Apesar da grande proporção modal de quartzo e plagioclásio, a rocha não apresenta bandamento gnáissico, com bandas félsicas e máficas, por isso é denominado xisto neste e em trabalhos de outros autores (*e.g.*

¹ estimativas de volume realizada com contagem de pontos em microscópio ótico.

Trouw *et al.*, 1983; Campos Neto *et al.*, 2005). Apenas quando a foliação principal (S_2) é transposta por foliação posterior é que a rocha adquire aspecto gnáissico.

A matriz apresenta textura granolepidoblástica (prancha 4.1, B), de granulação média-fina ($\sim 0,5$ mm) com porfiroblastos de granada, plagioclásio e, em menor frequência, cianita, que é orientada segundo a foliação principal.

A biotita é o mineral máfico predominante, com granulação média ($\sim 0,5$ mm), coloração castanha esverdeada e próxima ao contato com a estrutura superior (*Nappe* Liberdade), a cor é vermelha. Ocorre sempre orientada, definindo a foliação principal, ou foliações posteriores. Pode ocorrer inclusa em outros minerais como granada, estaurolita e cianita.

Muscovita está presente na matriz da rocha, com grãos de tamanho semelhante ao da biotita ($\sim 0,5$ mm). Está orientada segundo a foliação principal ou inclusa em granada e estaurolita. Também ocorrem cristais desorientados associadas a bordas de biotita, granada e estaurolita.

O quartzo e o plagioclásio têm granulação fina média ($\sim 0,2-1$ mm), plagioclásio raramente é porfiroblástico. Podem ocorrer separados em bandas, finas e descontínuas, de textura granoblástica, porém na maioria das vezes são bem distribuídos na matriz, ocorrendo entrelaçados aos minerais micáceos.

A granada ocorre como porfiroblastos entre 3 e 12 mm, mas pode ocorrer com tamanhos semelhantes aos cristais da matriz. Os grãos são sub-idioblásticos, todavia, também ocorrem alguns xenoblásticos, alongados paralelamente à foliação principal. Podem ocorrer grãos límpidos, mas em sua maioria apresentam diversas inclusões de quartzo, biotita, muscovita, clorita, rutilo e minerais opacos. Há grãos de granada que sugerem cristalização em diversos estágios deformacionais. Alguns cristais apresentam foliação interna, oblíqua à foliação principal, com a última se amoldando ao grão, sugerido crescimento tardi-pós S_1 (prancha 4.1, C). Grãos com padrões espiralados de inclusões e alongados na foliação principal sugerem rotação e crescimento sin S_2 (prancha 4.1, D). Ainda existem cristais com núcleos com trilhas de inclusões paralelas a foliação externa e bordas livres de inclusões sugerindo sobrescrescimento (prancha 4.1, E e F).

A cianita ocorre sempre definindo a foliação principal como porfiroblastos (até 7 mm) ou de tamanho igual a grãos da matriz. Seu crescimento, portanto, é sin S_2 com a foliação externa ao cristal se amoldando a ele (prancha 4.2, A). Inclusões de quartzo são comuns.

A estaurolita ocorre com cristais de tamanho médio (até 1 mm), dentro do intervalo granulométrico da matriz. Os cristais estão orientados de acordo com a foliação principal, com faces retas idioblásticas, quando em contato com minerais micáceos, e faces xenoblásticas ricas

em inclusões amebóides de quartzo, quando em contato com quartzo e plagioclásio (prancha 4.2, B).

Sillimanita ocorre como cristais muito finos, tipo fibrolita, menores que a matriz, associada à cristais de cianita na foliação principal, ou biotita paralela ou não à foliação S_3 .

Clorita ocorre associada às bordas de outros minerais, tais como biotita, estaurolita e granada. O pleocroísmo é fraco e freqüentemente ocorre como grãos de distribuição aleatória.

Os minerais acessórios estão presentes em diversos domínios texturais da rocha. Zircão e monazita ocorrem como cristais muito pequenos, entre 0,01 e 0,1 mm, distribuídos na matriz ou inclusos em grãos de granada, biotita, clorita, muscovita, estaurolita e cianita; quando inclusos em biotita e clorita produzem halos pleocróicos. Rutilo raramente ocorre na matriz, sendo mais comum como inclusões em cianita, granada e turmalina. Turmalina ocorre orientada na foliação principal (S_2), ou desorientada, em cristais de tamanhos semelhantes, ou até maiores (~ 2 mm), que a matriz. Apatita apresenta-se dispersa na matriz.

Os veios de quartzo são paralelos à foliação, apresentando quantidades menores de plagioclásio e micas. Sua textura é granoblástica e de granulação pouco maior que a matriz (~ 1 -1,5 mm).

Próximo ao contato com a *Nappe* Liberdade a rocha apresenta-se com aspecto milonítico, ocorrendo porfiroclastos de plagioclásio com bordas recrystalizadas (prancha 4.2, C), e grãos de quartzo e plagioclásio apresentado extinção ondulante, sub-grãos e novos grãos recrystalizados.

O quadro 4.1 apresenta a sequência de blastese para a rocha.

Quadro 4.1 – Sequência de cristalização do Xisto Santo Antônio.

	%	S_1	inter	S_2	inter	S_3	pós
Ms	2-6		?	————			
Bt	36-41		?	————			
Grt	1-7			————			?.....?
Ky	0,2-3			————			
St	0-3			————			
Qtz	35-47		?				
Pl	5-11		?				
Sill	traço					————	
Tur	0-2			————			
Chl	0,3-1						————

4.1.2 Xisto Serra da Boa Vista

O Xisto Serra da Boa Vista (Campos Neto *et al.* 2005 e 2007) aflora no lado oeste da área mapeada (anexo I) e é caracterizado por bandamento composicional definido pela alternância de camadas pelíticas e psamíticas, com intercalações de porções psamíticas, com espessuras que variam de submilimétrica a decamétricas, por vezes diferenciáveis na escala do mapa confeccionado. Assim, no campo a unidade é reconhecida pela alternância de bandas de xistos e quartzitos, mas com pacotes esporádicos e mais espessos de quartzito. O contato com a unidade sotoposta (Xisto Santo Antônio) é normal, abrupto e concordante com a estratigrafia da estrutura proposta por Campos Neto *et al.* (2007), correspondendo ao Xisto Serra da Boa Vista. Nos trabalhos de Ribeiro *et al.* (1995) e Paciullo (1997) esta unidade corresponde à unidade A6.

4.1.2.1 (Estauroлита)-(cianita)-plagioclásio-biotita-granada-quartzo-muscovita xisto

As porções xistosas são dominantes dentro da unidade e o grau de alteração intempérica é forte, sendo raros os afloramentos de rocha fresca. As melhores exposições encontram-se em cortes da rodovia que liga Arantina a Andrelândia (BR-494) e da linha de trem que transporta minério de ferro. A alteração tem cor vermelhada e laranjada e se destaca por solo rico em cristais de granada e cianita. Quando pouco alteradas são anisótropas, mostrando bandamento composicional com veios milimétricos a submilimétricos de quartzito (prancha 4.2, D).

A textura é lepidoblástica a granolepidoblástica de granulação média (~0,6 mm) e porfiroblastos de granada e cianita com média de 1 cm, porém podendo atingir cerca de 3 cm. A rocha é constituída por muscovita (32-38 %), quartzito (30-34 %), granada (2-8 %), biotita (4-16 %) e plagioclásio (3-6 %), podendo conter cianita (0,3-2,6 %) e/ou estauroлита (0-2 %).

O principal mineral constituinte é a muscovita definindo a foliação principal (S_2). Ocorre com granulação média (~0,6 mm) e delinea dobras intrafoliais e arcos poligonais, em lâmina, associada a quartzito na zona de charneira (prancha 4.2, E), sugerindo foliação pretérita (S_1). Pode ocorrer desorientada ou marcando foliação S_3 .

Quartzito ocorre concentrado em leitos, às vezes descontínuos, ou na matriz, com granulação média (0,4-1 mm), sendo que os grãos apresentam extinção ondulante, formação de sub-grão, grãos fitados e novos grãos recristalizados.

Granada ocorre em diferentes contextos, mas sempre como porfiroblastos (até 2,5 cm). Pode ocorrer com bordas cominuídas e alongadas na foliação principal, límpidas ou com foliação interna oblíqua à externa, parcialmente ondulada, e foliação externa amoldando-se ao grão (prancha 4.2, F), sugerindo crescimento tardi-pós S_1 . Existem cristais subidioblásticos com foliação interna ondulada e paralelizada na borda do cristal à foliação externa, que se amolda

levemente ao grão, sugerindo crescimento sin S_2 (prancha 4.3, A). Normalmente esses grãos apresentam linha de inclusões de quartzo de forma circular, onde após essa linha o grão apresenta aspecto mais límpido, sugerindo sobrecrecimento pós S_2 . Os minerais inclusos em granada que marcam foliações internas são: muscovita, quartzo, rutilo, minerais opacos e biotita.

A proporção modal de biotita ($\sim 0,5$ mm) na rocha é variável, entre 4 e 16%. A cor é vermelha nos grãos da matriz que são concordantes com a foliação principal, e a cor é verde nos grãos associados às bordas de granada.

Os grãos de plagioclásio ocorrem com a mesma granulação dos outros minerais constituintes da matriz ($\sim 0,6$ mm). A geminação polissintética é comum em quase todos os grãos que podem estar relacionados tanto aos leitos quartzosos, quanto aos leitos pelíticos envolvidos por muscovita (prancha 4.3, B) ou biotita.

Cianita (0,2-15 mm) e estaurolita (0,2-1 mm) são restritas aos leitos micáceos (prancha 4.3, C). A estaurolita é subidioblástica e a cianita subidioblástica a xenoblástica, porém ambas estão sempre paralelas à foliação principal. Raramente, na borda de cianita é observado mineral muito fino, incolor, de birrefringência alta, podendo ser muscovita ou pirofilita.

Como minerais acessórios a rocha apresenta clorita, carbonato, turmalina, apatita, zircão, monazita, rutilo, ilmenita e grafita. Clorita é restrita às bordas de granada, biotita e muscovita, sendo que os grãos acompanham a orientação dos filossilicatos ou estão dispostos de forma aleatória. Carbonato e grafita ocorrem associados à biotita. Turmalina ocorre concordante ou não à foliação da rocha. Apatita, zircão e monazita estão dispersos na matriz ou inclusos em porfiroblastos de granada ou cianita. Rutilo e ilmenita são concordantes com a foliação ou como inclusões em outras fases minerais tais como granada, cianita e biotita.

A sequência de cristalização das fases em relação às diferentes foliações dessa unidade é representada no quadro 4.2.

Quadro 4.2 – Sequência de cristalização do Xisto Serra da Boa Vista.

	%	S_1	inter	S_2	inter	S_3	pós/retro
Ms	32-38		?				
Bt	4-16		?				
Grt	2-8						?.....?
Ky	0,3-2,6						
St	0-2						
Qtz	30-34		?				
Pl	3-6		?				
Rt	0,3-1,1						

Prancha 4.1 – *Nappe* Andrelândia (Xisto Santo Antônio).

A. Visão para o sul da Serra do Santo Antônio, em primeiro plano afloramentos de quartzito intercalados ao Xisto Serra da Boa Vista e ao fundo morros homogêneos com afloramentos de Xisto Santo Antônio; **B.** Aspecto geral do Xisto Santo Antônio de textura granolepidoblástica com porfiroblastos de granada; **C.** Grão de granada pré S_2 , notar que a foliação interna trunca a foliação externa, grão alongado na foliação principal, Xisto Santo Antônio (SN-27); **D.** Porfiroblasto de granada sin S_2 , notar que a foliação externa é paralelizada a foliação interna do grão, notar também a assimetria gerada, Xisto Santo Antônio (SN-28); **E.** Porfiroblasto de granada com inclusões no centro sugerindo crescimento sin S_2 e borda sobrecrecida pós S_2 (SN-27); **F.** Outro porfiroblasto de granada semelhante ao da fotografia anterior (SN-28).

A. Grão de cianita na foliação S_2 com micas se amoldando ao grão, Xisto Santo Antônio (SN-27), polarizadores cruzados; **B.** Estaurolita *sin* S_2 , notar as faces idioblásticas quando em contato com micas e faces irregulares e inclusões quando em contato com quartzo, Xisto Santo Antônio (SN-27); **C.** Porfiroclastos de plagioclásio com bordas recrystalizadas próximo ao contato tectônico com a *Nappe* Liberdade, Xisto Santo Antônio (SN-04), polarizadores cruzados; **D.** Bandamento submilimétrico pelito/quartzito no Xisto Serra da Boa Vista (SN-160), polarizadores cruzados; **E.** Dobras D_2 em leitos micáceos com precipitação de quartzo na zona de charneira, Xisto Serra da Boa Vista (SN-160), polarizadores cruzados; **F.** Grão de granada pré S_2 , notar que a foliação interna ao grão é discordante da foliação externa, Xisto Serra da Boa Vista (SN-160).

Prancha 4.3 – *Nappe* Andrelândia (Xisto Serra da Boa Vista)/*Nappe* Liberdade (paragneisses migmatíticas).

A. Grão de granada com foliação interna subconcordante à foliação externa sugerindo crescimento *sin S₂*, Xisto Serra da Boa Vista (SN-160); **B.** Grão de plagioclásio entrelaçado a grãos de muscovita, mostrando leve assimetria, Xisto Serra da Boa Vista (SN-78), polarizadores cruzados; **C.** Aspecto geral do Xisto Serra da Boa Vista (SN-160), em que é possível notar que cianita está associada aos leitos pelíticos; **D.** Corte alterado em que observa-se vários níveis com diversas cores que refletem composições diferentes da rocha, nota-se indicador cinemático sinistral mostrando topo para NNE, *Nappe* Liberdade (SN-161); **E.** Mesossoma de textura granolepidoblástica do paragneisse da *Nappe* Liberdade (SN-161); **F.** Grão de granada pré *S₂*, notar que a foliação interna ao grão é discordante da foliação externa, *Nappe* Liberdade (SN-128).

4.1.2.2 Muscovita quartzito

Quando ocorrem com camadas de espessura métrica à decimétrica, o muscovita quartzito apresenta melhores exposições do que o xisto, pois o grau de alteração é menor. As exposições se destacam na paisagem, como grandes blocos alinhados ou como lajes, visíveis à distância, em morros e na Serra do Santo Antônio.

A textura varia com a proporção de quartzo e muscovita. Comumente é lepidogranoblástica, com grãos de quartzo bastante recristalizado, de forma alongada controlado pelos cristais de muscovita. Nos bancos ricos em quartzo, com espessura variando de centimétrica a decimétrica, a textura é francamente granoblástica e sacaroidal. Esses bancos ricos em quartzo são delimitados por leitos de muscovita de textura lepidoblástica. Localmente existem porfiroblastos de granada e cianita.

Os quartzitos guardam dobras intrafoliais apertadas, que indicam foliação pretérita. Microscopicamente é caracterizado por feições de recristalização dinâmica do quartzo, como extinção ondulante, sub-grãos, novos grãos formados por *bulging* e contatos serrilhados com grãos muito finos, sugerindo recristalização por migração de borda de grão.

4.2 ***NAPPE LIBERDADE***

A *Nappe* Liberdade é composta por rochas metassedimentares: quartzito, paragneisse, xisto pelítico, xisto quartzoso e rochas calciossilicáticas, que se intercalam com lascas descontínuas de anfibolitos e rochas metaultramáficas.

4.2.1 **Xisto/Gnaise porfiroblástico**

A unidade do xisto/gnaise porfiroblástico apresenta grande heterogeneidade e não é possível a diferenciação de litotipos em mapa na escala de trabalho. Contudo, a grosso modo, a base da estrutura apresenta maior quantidade de paragneisses migmatíticas e no topo há mais xistos a estauroлита sem indícios de fusão *in situ* e sem plagioclásio. Veios de turmalina e leucogranitos são comuns em toda a pilha e podem ou não estar paralelizados à foliação S_2 . As rochas *Nappe* Liberdade são aflorantes de norte a sul e na parte leste do mapa (anexo I).

4.2.1.1 Paragneisses migmatíticas

Da base até a porção intermediária da estrutura predominam paragneisses migmatíticas, em que o leucossoma e melanossoma estão dispostos paralelamente à foliação S_2 , gerando estrutura estromática. As melhores exposições são localizadas nos cortes da linha do trem com afloramentos contínuos com mais de 100 m de comprimento (SN-161). A alteração intempérica é

forte na maior parte dos afloramentos, ocorrendo alternância de leitos brancos, ricos em caulim, e leitos ricos em argilas de cor vermelha ou laranja. Os paragneisses migmatíticos são heterogêneos (prancha 4.3, D) com mesossoma e leucossoma de composições variadas, sendo duas variações mais freqüentes: aluminosa, rica em muscovita, granada e cianita e outra menos aluminosa, rica em biotita e plagioclásio e com menores quantidades de muscovita, granada e cianita, esta última às vezes ausente.

O mesossoma do paragneisse migmatítico aluminoso é composto por muscovita (10-16 %), biotita (11-16 %), granada (6-9 %), cianita (2-5 %), quartzo (30-41 %) e plagioclásio (16-22 %). A variação menos aluminosa apresenta a mesma associação mineral, porém com proporções modais diferentes: muscovita (7-10 %), biotita (13-19 %), granada (4-8 %), cianita (0-1 %), quartzo (32-41 %) e plagioclásio (19-25 %). Como minerais acessórios ambos apresentam apatita, rutilo, ilmenita, grafita, monazita, zircão e turmalina; ainda pode ocorrer clorita e estauroлита. Em ambos os tipos, o melanossoma é rico em muscovita e biotita, podendo conter granada, plagioclásio, ilmenita e zircão; localmente pode ser formado por mais de 90% de biotita. O leucossoma é composto por quartzo e plagioclásio, com quantidades diminutas de cianita, biotita, muscovita e granada.

A biotita, mineral máfico predominante, é vermelha, de granulação média-grossa (até 3 mm) e está orientada paralelamente a S_2 (prancha 4.3, E). Diversas inclusões de minerais opacos, monazita e zircão são comuns e os dois últimos formam halos pleocróicos. Pode ocorrer associada à borda de granada, desorientada, de granulação fina ($\sim 0,2$ mm) e de cor castanha.

A muscovita, de granulação média grossa (até 3 mm), ocorre orientada segundo a foliação principal S_2 , mas também ocorre desorientada, muito fina a grossa, associada à borda de cianita, com ou sem estauroлита, ou orientada em foliação posterior (S_3).

Granada é porfiroblástica no mesossoma ($\sim 2-30$ mm). Normalmente apresenta inclusões orientadas contendo muscovita, quartzo, rutilo, minerais opacos e biotita. A orientação das inclusões pode ocorrer de modo discordante da foliação externa (S_2), em grãos de granada com bordas irregulares, sugerindo crescimento tardi S_1 (prancha 4.3, F), ou como trilhas onduladas, subparalelamente a foliação externa (S_2), sugerindo crescimento contemporâneo a S_2 (prancha 4.4, A). Trilhas de inclusões discordantes a foliação S_2 e bordas límpidas em grãos subidioblástico sugerem crescimento tardi-pós S_1 com sobrecrecimento tardi-pós S_2 . Simplectitos de biotita, minerais opacos e quartzo ocorrem na borda da granada (prancha 4.4, B). No leucossoma a granada ocorre mais fina ($\sim 0,7$ mm) com texturas em atol (Yardley *et al.* 1990); ocorrem inclusões de biotita idioblástica (prancha 4.4, C) e podem estar englobadas por coronas de quartzo que, por sua vez, são englobadas por coronas de granada (prancha 4.4, D), sugerindo crescimento

tardio, estático a partir do líquido.

A cianita ocorre como porfiroblastos (~1,5 – 35 mm) orientados, às vezes dobrados e com extinção ondulante (prancha 4.4, E). Contém inclusões de quartzo, rutilo, ilmenita, monazita e, raramente, estaurolita. Comumente em sua borda é encontrado massas finas de muscovita e estaurolita idioblástica (prancha 4.4, F).

O quartzo (~1,5 mm), tanto no leucossoma, quanto no mesossoma apresenta extinção ondulante, sub-grãos, contatos serrilhados e novos grãos (prancha 4.5, A).

O plagioclásio (~ 1,5 mm) contém geminação polissintética normalmente paralela a foliação S_2 . No leucossoma e no mesossoma a geminação pode estar levemente dobrada (prancha 4.5, B) e os grãos podem apresentar extinção ondulante. No leucossoma o plagioclásio apresenta bordas retilíneas paralelas à geminação e exsoluções de albita muito finas em barras ou goticulares, que não são generalizadas no grão, ocorrendo apenas em alguns domínios do mesmo (prancha 4.5, C).

A estaurolita é restrita a inclusões em granada ou cianita, ou à borda de cianita, esta última ocorrendo idioblástica de granulação fina-muito fina (~ 0,1 mm).

Clorita (~0,1 mm) ocorre como inclusão em porfiroblastos de granada, ou associada às bordas de granada ou biotita, quando estes minerais estão no leucossoma; nesse caso o pleocroísmo é fraco.

Turmalina pode ocorrer em quantidades significativas paralelamente à foliação principal (S_2) ou desorientada, desde grãos submilimétricos a porfiroblastos centimétricos. A cor é preta e em microscópio o pleocroísmo varia entre verde claro a escuro. É comum estar associada à ilmenita ou ilmenita e rutilo (prancha 4.5, D). Inclusões de monazita, zircão, biotita e, raramente, granada são observadas.

Cabe salientar que as dimensões dos minerais também são muito variáveis, podendo ocorrer de muito finos a muito grossos, dependendo do grau de milonitização. Próximo ao contato com a *Nappe* Andrelândia, subjacente, alguns níveis tem tendência a um grau maior de milonitização e, conseqüentemente, granulação mais fina. Perto das zonas de cisalhamento é comum o desenvolvimento de porfiroclastos com caudas assimétricas de granada e plagioclásio, boundinagem de leucossoma e rochas máficas intercaladas com assimetria, geração se foliação do tipo S/C e mica-*fish* (prancha 4.5, E).

No quadro 4.3 é apresentada a seqüência de cristalização dos minerais dos paragneisses da *Nappe* Liberdade.

Prancha 4.4 – *Nappe* Liberdade (paragneisses migmatíticos).

A. Grão de granada sin S_2 , notar que a foliação externa ao grão é concordante a foliação externa, *Nappe* Liberdade (SN-161); **B.** Intercrescimento entre mineral opaco (ilmenita?) e plagioclásio na borda de granada, *Nappe* Liberdade (SN-128); **C.** Grão de granada com textura em atol envolvendo grão idioblástico (seção basal) de biotita, *Nappe* Liberdade (SN-161); **D.** Grãos de granada em textura atol com quartzo e quartzo + granada no núcleo, *Nappe* Liberdade (SN-161); **E.** Grão de cianita dobrado na *Nappe* Liberdade (SN-128), notar que o grão é rompido na zona de charneira, polarizadores cruzados; **F.** Borda de cianita com muscovita e estauroлита idioblástica, *Nappe* Liberdade (SN-128).

Prancha 4.5 – *Nappe* Liberdade (paragnaisses migmatíticas e xistos a estaurolita).

A. Feições de recristalização dinâmica, *Nappe* Liberdade (SN-161), notar *bulging* em plagioclásio e subgrãos, polarizadores cruzados; **B.** Plagioclásio levemente dobrado em leucossoma de paragnaisse migmatítico da *Nappe* Liberdade (SN-127), polarizadores cruzados; **C.** Antiperitita de paragnaisse migmatítico da *Nappe* Liberdade (SN-02), notar que as lamelas de exsoluções ocorrem localmente, polarizadores cruzados; **D.** Turmalina associada a ilmenita e rutilo, *Nappe* Liberdade (SN-01); **E.** Mica-*fish* em paragnaisse migmatítico da *Nappe* Liberdade (SN-128), polarizadores cruzados; **F.** Bandamento pelito/quartzito milimétrico em xisto do topo da *Nappe* Liberdade (SN-09).

Quadro 4.3 – Sequência de cristalização dos paragnaisses migmatíticos da *Nappe* Liberdade.

	%	S ₁	inter	S ₂	inter	S ₃	pós
Ms	7-16		?	————			————
Bt	11-19		?	————			————
Grt	4-9			————			
Ky	0-5			————			
Qtz	30-41		?	————			————
Pl	16-25			————			
Tur	0-1				————	?	————
St	0-0,2						————
Chl	traço						————
Rt	0,3-1,1		?	————			
Ilm	0,2-0,7		?				————

4.2.1.2 Estaurolita-biotita-granada-cianita-quartzo-muscovita xisto

No topo da estrutura ocorrem xistos sem evidências de fusão *in situ*, próximo ao contato com a *Klippe* Serra da Natureza. As rochas são muito intemperizadas e destacam-se porfiroblastos de granada, cianita e estaurolita, alternados com leitos milimétricos a métricos de quartzito (prancha 4.5, F), que nem sempre apresentam continuidade lateral. Afloramentos de rochas pouco intemperizadas são restritos as drenagens, como por exemplo, o ponto SN-64. A foliação penetrativa da rocha é definida pela orientação de micas, cianita e estaurolita e ocorre paralela ao bandamento composicional. São comuns veios ricos em quartzo e turmalina que cortam a foliação, ou são paralelizados à estrutura.

A rocha é composta por muscovita (33-38 %) biotita (9-13 %), granada (9-14 %), cianita (12-17 %), estaurolita (1-4 %) e quartzo (12-21 %); rutilo (0,1-1,5 %) ocorre com proporções menores, porém sempre presente. Localmente sillimanita e turmalina tornam-se minerais constituintes da rocha. Como minerais acessórios há ilmenita, monazita, zircão, apatita, que estão distribuídos pela matriz ou como inclusões em granada, cianita, estaurolita e biotita.

A muscovita ocorre definindo a foliação principal, S₂ (prancha 4.6, A), com granulação média (~1,5 mm) e também marca foliação S₃ oblíqua à principal. Por fim, ocorre em massas muito finas, com ou sem estaurolita, envolvendo cristais de cianita (prancha 4.6, B).

A biotita com granulação média (~1,7 mm) e coloração castanha avermelhada está associada aos leitos pelíticos da rocha. Ocorre orientada na foliação principal (S₂) e pode ocorrer inclusa em outros minerais como granada e cianita. Minerais opacos, como grafita e ilmenita, ocorrem relacionados a grãos orientados de biotita. Alguns aglomerados de grãos aleatórios ocorrem relacionados às bordas de granada e apresentam pleocroísmo variando entre verde

escuro e verde pálido.

Porfiroblastos de granada podem ser límpidos ou conter muitas inclusões, que estão ou não orientadas. As inclusões mais comuns são de quartzo, rutilo, ilmenita, monazita, clorita, muscovita, biotita, cianita e estauroлита. A foliação S_2 amolda-se aos porfiroblastos. Alguns porfiroblastos podem ocorrer muito fraturados com sombra de pressão bem desenvolvida e alongados na foliação sugerindo crescimento pré- S_2 (prancha 4.6, C). Grãos em que a foliação interna é ondulada e paralelizada na borda à foliação externa sugere crescimento sin- S_2 (prancha 4.6, D). No centro de alguns grãos as inclusões são orientadas subparalelamente a S_2 , mas as bordas límpidas, sugerindo crescimento pós- S_2 .

A cianita ocorre orientada paralelamente a foliação principal (S_2), como porfiroblasto de até 6 cm de comprimento ou de tamanho semelhante aos grãos da matriz (~0,7 - 10 mm). A cor é azul. Microscopicamente observa-se que ao redor dos grãos ocorrem massas muito finas de muscovita, ou de muscovita e estauroлита. No centro das massas a cianita apresenta bordas irregulares de aspecto corroído (prancha 4.6, B). Os porfiroblastos contêm inclusões de quartzo, rutilo, ilmenita, zircão e estauroлита. A cianita pode estar dobrada na foliação S_2 e apresentar extinção ondulante (prancha 4.6, E).

A estauroлита é observada em três arranjos diferentes. Pode ocorrer como porfiroblastos (~10 mm) orientados segundo a foliação principal (S_2), com bordas irregulares quando em contato com leitos de quartzo e com bordas retas quando em contato com leitos micáceos (prancha 4.6, A). Também ocorre subidioblástica a idioblástica de granulação fina (~0,4 mm) relacionadas à borda de cianita, ou desorientada nas massas de muscovita fina. Por fim, também apresenta-se inclusa em porfiroblastos de granada e cianita.

Quartzo ocorre concentrado em leitos, muitas vezes sem continuidade lateral, ou na matriz xistosa, com granulação média-grossa (até 4 mm). São comuns feições como extinção ondulante, sub-grãos, fitas de grãos recristalizados e podem ocorrer como grãos finos nos contatos com outros grãos maiores de quartzo, feições relacionadas à recristalização dinâmica.

A turmalina pode ocorrer orientada paralelamente à foliação principal (S_2) ou dispersa e desorientada. Os grãos têm tamanhos variados, desde submilimétricos a porfiroblastos centimétricos, com até 3 cm. Em amostra macroscópica tem cor preta e ao microscópio óptico apresenta forte pleocroísmo com tons de verde e, mais raramente, em seções basais, zonamento concêntrico conferido pela diferença de pleocroísmo (prancha 4.6, F). É comum estar associada à ilmenita ou ilmenita e rutilo. Inclusões de monazita, zircão, biotita e, raramente, granada foram conferidas.

Prancha 4.6 – *Nappe* Liberdade (xistos a estaurolita).

A. Muscovita, biotita e estaurolita orientadas na foliação S_2 , notar que a estaurolita em contato com micas possui bordas retas e em contato com quartzo possui bordas irregulares (SN-64); **B.** Cianita orientada em S_2 com estaurolita idioblástica e muscovita em sua borda, xisto do topo da *Nappe* Liberdade (SN-64); **C.** Grão de granada pré S_2 , notar que a foliação interna ao grão é discordante da foliação externa (SN-64); **D.** Grão de granada sin S_2 , notar que a foliação interna ao grão é concordante à foliação externa (SN-64); **E.** Cianita dobrada em xisto do topo da *Nappe* Liberdade (SN-64), notar extinção ondulante do grão, polarizadores cruzados; **F.** Turmalina com zoneamento concêntrico conferido pela diferença de pleocroísmo (SN-63).

Clorita ocorre exclusivamente incluída em granada, apresenta cor verde claro.

Os leitos de quartzito são constituídos de quartzo e, com menor frequência, muscovita. Os grãos de quartzo formam textura granoblástica com tendência ao alongamento dos grãos concordantes com a foliação principal da rocha, definindo fábrica de forma. Feições como extinção ondulante e texturas de recristalização dinâmica são dominantes como, sub-grãos, *bulging* e bordas serrilhadas sugerindo migração de bordas.

No quadro 4.4 é apresentada a relação de blastese para os xistos da *Nappe* Liberdade.

Quadro 4.4 – Sequência de cristalização para os xistos da *Nappe* Liberdade.

	%	S ₁	inter	S ₂	inter	S ₃	pós
Ms	33-38		?	————			————
Bt	9-13		?	————			————
Grt	9-14						
Ky	12-17			————			
St	1-4			————		?	————
Qtz	12-21		?	————			————
Tur	0-2,1				————	?	————
Chl	traço		?				————
Rt	0,1-1,5		?	————			
Ilm	0,1-0,9		?				————

4.2.1.3 Rochas metamáficas intercaladas

As rochas máficas, anfibolito e rochas calciossilicáticas, ocorrem como *boundins* de tamanhos variados, geralmente métricos, porém sem expressão para poderem ser representados no mapa na escala de trabalho. Afloramentos de rochas frescas foram observados apenas intercalados nos paragneisses migmatíticos; a rocha é de cor verde escuro a preto de granulação fina a grossa (prancha 4.7, A). Afloramentos intemperizados expõe a rocha com cor ocre.

O anfibolito é composto por hornblenda (42-53 %), plagioclásio (12-16 %), quartzo (7-11 %), granada (0,5-2 %), minerais do grupo do epidoto (1-2 %), titanita (2-4,3 %), biotita (0-2 %) clinopiroxênio (0-2 %) e carbonato (0-1,1 %). Como minerais acessórios a rocha apresenta ilmenita, rutilo, zircão, apatita e actinolita. As rochas calciossilicáticas, ou de protólito indefinido, apresentam mineralogia semelhante ao anfibolito, porém com maior quantidade de minerais cálcicos: hornblenda (10-32 %), plagioclásio (10-25 %), quartzo (5-10 %), granada (1-4,5 %), minerais do grupo do epidoto (7-12,5 %), titanita (4-7,7 %), biotita (0,3-8 %) clinopiroxênio (0-4 %) e carbonato (1-3 %). Ambas têm textura granonematoblástica com foliação definida pela orientação de hornblenda de granulação média. Nas porções mais basais da estrutura, nas bordas dos *boudins* paralelamente à foliação ocorrem leitos de leucossoma constituídos por quartzo e

plagioclásio com textura granoblástica (prancha 4.7, B) e por vezes textura ígneas.

A hornblenda (~2 mm) marca a foliação S_2 com textura nematoblástica. Porém há grãos que definem textura granoblástica (prancha 4.7, C). O pleocroísmo é forte entre de verde-oliva a verde escuro, mas nas bordas dos grãos, ou próximo aos planos de clivagem, o pleocroísmo é diferente, sendo mais fraco (prancha 4.7, D) ou intercrescimentos de actinolita e plagioclásio intercrescidos (prancha 4.7, E). Alguns grãos ainda possuem zonamento concêntrico evidenciado pela extinção dos grãos (prancha 4.7, F). Ocorrem grãos do mineral também no leucossoma, às vezes, boudinados ou incluso em plagioclásio. Contém inclusões de quartzo, de formas goticulares, biotita, titanita, ilmenita e zircão. Pode estar intercrescida com ilmenita (prancha 4.8, A).

O plagioclásio (~0,5-2 mm) tem geminação polissintética, ocorrendo na matriz com geminação paralela à foliação ou nas bandas de leucossoma, às vezes de hábito tabular ou com zoneamento concêntrico. Quando no leucossoma, recristalização de bordas dos grãos é comum, ainda com extinção ondulante e sub-grãos, inclusões de quartzo em continuidade óptica e inclusões de hornblenda. Por vezes os grãos de plagioclásio são substituídos por massas finas de minerais do grupo do epidoto (prancha 4.8, B).

Os grãos de quartzo apresentam em média entre 0,1 e 0,5 mm, com extinção ondulante, formação de sub-grãos e, às vezes, *bulging* ou em fita (prancha 4.8, C). Ocorre intersticialmente na matriz anfibolítica e no leucossoma.

A granada (~0,1-4 mm) é restrita aos leitos ricos em hornblenda e ocorre com três tipos texturais: como porfiroblastos ricos em inclusões de plagioclásio, rutilo, carbonato e epidoto, com hornblenda, biotita e plagioclásio associados à sua borda (prancha 4.8, D); como grãos finos associados a leitos miloníticos envolvidos por coroas de plagioclásio (prancha 4.8, E); ou como coroas envolvendo plagioclásio e biotita em textura atol (prancha 4.8, F).

Biotita (~0,2 mm) de cor vermelha ou alaranjada ocorre orientada na foliação principal, inclusa em granada em textura atol, associada à hornblenda e plagioclásio na borda de granada, ou na matriz intercrescida com hornblenda.

Epidoto, zoisita e clinozoisita ocorrem inclusos em granada de granulação muito fina (< 0,05 mm) ou na matriz com forma prismática (prancha 4.9, A) ou como grãos arredondados de granulação fina (~0,2 mm). Em porções miloníticas são xenoblásticos (prancha 4.9, B) ou estirados de acordo com a foliação.

Clinopiroxênio é raro, de hábito prismático encontrado no centro de grãos de hornblenda com granulação fina-média (0,5 – 1 mm).

A. *Boundins* de anfibolito encaixados nos paragnaisses migmatíticos da *Nappe* Liberdade, em detalhe material carbonático na zona surreica (SN-161); **B.** Leucossoma de paragnaisses da *Nappe* Liberdade (SN-161), polarizadores cruzados; **C.** Textura granoblástica (no centro da fotografia) e textura nematoblástica (no canto da fotografia) em anfibolito da *Nappe* Liberdade (SN-161), polarizadores cruzados; **D.** Hornblenda com diferença de pleocroísmo nas bordas e clivagens (SN-161); **E.** Actinolita em borda de hornblenda em anfibolito da *Nappe* Liberdade (SN-161); **F.** Seção basal em cristal de hornblenda apresentando zoneamento concêntrico conferido pela diferença de extinção entre a borda e o núcleo (SN-128), polarizadores cruzados.

Prancha 4.8 – *Nappe* Liberdade (rochas máficas) - II.

A. Hornblenda intercrescida com ilmenita em rocha calciossilicática da *Nappe* Liberdade (SN-161); **B.** Plagioclásio saussuritizado em anfibolito da *Nappe* Liberdade (SN-128), polarizadores cruzados; **C.** Fita de quartzo recrystalizada em anfibolito da *Nappe* Liberdade (SN-161), polarizadores cruzados; **D.** Porfiroblasto de granada em anfibolito da *Nappe* Liberdade (SN-161); **E.** Grãos de granada envolvidos por plagioclásio em rocha calciossilicática da *Nappe* Liberdade (SN-161); **F.** Grão de granada com textura em semi-atol, envolvendo plagioclásio com zoneamento concêntrico em rocha calciossilicática da *Nappe* Liberdade (SN-161), polarizadores cruzados.

A. Epidoto idioblástico no mesossoma de rocha calciossilicática da *Nappe* Liberdade (SN-128); **B.** Grãos de zoisita e clinozoisita em anfibolito da *Nappe* Liberdade em leito da rocha de textura blastomilonítica (SN-161); **C.** Carbonato intersticial a grãos de hornblenda no mesossoma de anfibolito da *Nappe* Liberdade (SN-128), polarizadores cruzados; **D.** Titanita arredondada/ovalada na matriz de anfibolito (SN-128); **E.** Intercrescimento entre epidoto e ilmenita (pseudomorfo de titanita?) em anfibolito da *Nappe* Liberdade (SN-128); **F.** Matriz da rocha possui titanita e ilmenita ao passo que incluso em granada observamos apenas rutilo (SN-161).

Carbonato ocorre como grãos intersticiais aos da matriz da rocha (prancha 4.9, C), com bordas irregulares, ou como grãos arredondados e inclusos em granada, sempre de granulação fina (~0,2 mm).

Titanita ocorre orientada na foliação principal, como grãos ovalados (prancha 4.9, D) de granulação fina (~0,2 mm). Alguns grãos contêm núcleos de ilmenita ou rutilo, ou bordas com ilmenita. Ilmenita (~0,6 mm) também ocorre associada à hornblenda. Intercrescimentos entre ilmenita e epidoto sugerem pseudomorfização de titanita (prancha 4.9, E). Rutilo não é encontrado na matriz da rocha, apenas em inclusões em titanita ou granada (prancha 4.9, F).

Actinolita está relacionada às bordas de hornblenda, os grãos são poiquiloblásticos com inclusões ameboidais/vermiformes de quartzo e plagioclásio. Clorita é relacionada à hornblenda com crescimento estático, ocorrendo em bordas, fraturas e clivagens no mineral.

O quadro 4.5 exhibe a relação de cristalização das fases.

Quadro 4.5 – Sequencia de cristalização das rochas metamáficas da *Nappe* Liberdade.

	%	Progressivo	Regressivo
Hbl	até 53		
Pl	até 25		
Grt	até 4,5		
Bt	até 8		
Ilm	até 0,7		
Tnt	até 7,7		
Rt	traço		
Act	traço		
Qtz	até 11		

4.2.1.4 Rochas metaultramáficas intercaladas

Dois corpos de rochas metaultramáficas foram encontrados na área de estudo. Não são encontrados *in situ* e ocorrem como blocos arredondados decimétricos a métricos muito alterados de cor ocre a vermelha.

O corpo mais próximo à *Nappe* Andrelândia é talco xisto. Composto por 95% de talco, os outros 5% dividem-se em clorita, de pleocroísmo fraco incolor a verde pálido, e minerais opacos idioblásticos tabulares. A textura é lepidoblástica, definida pela orientação de talco, à decussada (prancha 4.10, A).

A outra ocorrência é grunerita xisto. A rocha é composta grunerita (90%), talco (4%), clorita (3%), minerais opacos (3%) e tem textura nematoblástica, marcada pela orientação do anfíbólio incolor de hábito prismático a lamelar, com geminação polissintética (prancha 4.10, B).

Localmente grunerita está desorientada em textura decussada. Talco e clorita estão associados a bordas do anfibólio. Opacos são intericiais a grunerita.

4.3 KLIPPE SERRA DA NATUREZA

4.3.1 Rutilo-ortoclásio-cianita-granada-biotita gnaiss

As rochas da *Klippe* Serra da Natureza afloram na porção centro-leste da área mapeada (anexo I) e a alteração intempérica é profunda. O pacote da *klippe* é composto de paragneiss migmatítico, em que é observado desenvolvimento de leucossoma e mesossoma com estrutura predominantemente estromática alternando bandas claras, ricas em quartzo e feldspatos, e mesossoma, em que se destacam porfiroblastos centimétricos de granada e cianita (prancha 4.10, C) inseridos em matriz de quartzo, ortoclásio e biotita; rutilo e ilmenita estão sempre presentes, bem como zircão, monazita e apatita como minerais acessórios. Melanossoma de biotita é raramente desenvolvido ao longo das margens dos veios de leucossoma. Estruturas *schlieren* e nebulítica, dependendo do grau de fusão e deformação da rocha também são observadas. Em drenagens e no topo da Serra da Natureza existem afloramentos com grau de alteração baixo em que são expostos em forma de lajedos. A rocha é cinza com “manchas” brancas, vermelhas e azuis, conferidas pela presença de ortoclásio, granada e cianita, respectivamente (prancha 4.10, D). As bandas claras são dominadas por quartzo e ortoclásio, podendo também, com menor frequência, ocorrer cianita e granada; as bandas escuras apresentam biotita, além de granada e cianita. O bandamento ocorre paralelo à foliação gnáissica S_2 do mesossoma. Todo o conjunto apresenta aspecto blastomilonítico, às vezes com preservação de pares S/C.

O mesossoma da rocha apresenta estrutura gnáissica, textura nematolepidoblástica (prancha 4.10, E), definido por biotita e cianita, e é composto por biotita (3,1-12,5 %), granada (4,13 %) cianita (5-21 %), ortoclásio (4-11,5 %), rutilo (0,7-3,4 %) e quartzo (31-43 %), com variações locais na proporção de biotita, quartzo e feldspatos conferindo bandamento irregular à rocha. A rocha pode conter plagioclásio (0-4,4 %), muscovita (0,2-3 %), estauroлита (0-0,6 %) e sillimanita (0-1,1 %). Como minerais acessórios ocorrem grafita, associada à biotita, ilmenita, associada ao rutilo, zircão, monazita, turmalina e apatita. Todos podem ocorrer como inclusões ou na matriz. Quando inclusos ou próximos à biotita zircão e monazita formam halos pleocroicos. A textura é granolepidoblástica com orientação de biotita, de granulação média-grossa (1-4 mm) com porfiroblastos de granada, cianita e ortoclásio orientados segundo a foliação principal S_2 . A foliação S_2 é anastomosada e se amolda aos porfiroblastos que, geralmente, têm sombras de pressão preenchidas por quartzo e ortoclásio (prancha 4.10, F).

No mesossoma a biotita está orientada em S_2 , tem cor vermelho-castanha, com

granulação de 2 mm, em média, e normalmente xenoblástica. Perto de feldspato alcalino sua cor é notoriamente mais acastanhada. Ocorre desorientada em bordas de granada e cianita, às vezes de pleocroísmo esverdeado, ou orientada na foliação S_3 .

A cianita é porfiroblástica, atingindo até 9 cm (prancha 4.11, A), e ocorre tanto xenoblástica quanto idioblástica, ambas as formas orientadas segundo a foliação principal (S_2). Pode ou não ocorrer geminada e dobrada com extinção ondulante. Apresenta inclusões ovaladas ou ameboidais de quartzo e de rutilo e ilmenita. Sempre ocorre envolvida por massas muito finas de muscovita (prancha 4.11, B) e biotita desorientadas e nas porções basais da *klippe*, a massa pode conter estaurolita idioblástica.

Ortoclásio ocorre no mesossoma sempre associado à biotita. Tem granulação média-grossa (até 2,5 cm), não tem geminações. Por vezes as bordas são irregulares e com muscovita associada, de granulação média ou formando massas muito finas (prancha 4.11, C). Raramente ocorrem lamelas de exsolução em forma de gotas. Quando em contato com plagioclásio pode ocorrer mirmequita (prancha 4.11, D).

A granada é porfiroblástica (até 4 cm) apresentando diversos padrões de inclusões. As inclusões são orientadas em trilhas discordantes a foliação externa (S_2), sugerindo crescimento anterior a esta, ou trilhas onduladas ou espiraladas paralelizadas a foliação na borda do grão, sugerindo crescimento *sin* S_2 . Podem conter núcleos ricos em inclusões e bordas límpidas e idioblásticas, sugerindo sobrecrecimento tardio a S_2 (prancha 4.11, E). A foliação externa (S_2) amolda-se aos porfiroblastos que desenvolvem sombras de deformação assimétricas. É comum inclusões ameboidais de quartzo. Grãos de biotita e muscovita estão associados as bordas e fraturas dos porfiroblastos de granada.

Rutilo ocorre como grãos xenomórficos, alongados, de granulação variada, entre 0,2 a 15 mm, e pode estar incluso em granada, cianita ou biotita (prancha 4.11, F). Na matriz os grãos estão associados a leitos aluminosos ricos em cianita (prancha 4.12, A), e estão orientados segundo S_2 ; nesse caso, coroas de ilmenita com ou sem zircão são comuns

Grãos de quartzo alongados ocorrem com granulação média-grossa (até 10 mm) e definindo a foliação principal S_2 . Ocorrem muito fraturados, com extinção ondulante, sub-grãos (prancha 4.12, B) e contatos serrilhados a poligonizados, formando variações de textura granoblástica.

Sillimanita tem ocorrência local e está associada a grãos de biotita e ortoclásio ou bordas corroídas de cianita (prancha 4.12, C). O principal tipo é a fibrolita, mas também corre prismática, e subidioblástica.. Pode conter massas de muscovita muito fina em suas bordas.

Plagioclásio é raro e ocorre como porfiroclastos, normalmente assimétricos (prancha 4.12,

A. Talco xisto da *Nappe* Liberdade (SN-126); **B.** Grunierita xisto da *Nappe* Liberdade (SN-163); **C.** Porfiroblastos de granada (vermelho) e cianita (azul) dos paragneisses granulíticos da *Klippe* Serra da Natureza (SN-52); **D.** Aspecto porfiroblástico de paragneisse da *Klippe* Serra da Natureza (SN-52), em que destacam-se as cores vermelha, branca e azul, conferidas por grãos de granada, feldspato potássico e cianita, respectivamente; **E.** Associação característica da *Klippe* Serra da Natureza com rutilo, biotita, cianita, feldspato potássico, granada e quartzo (SN-96); **F.** Porfiroblasto de granada com feldspato potássico na sombra de pressão (SN-52).

Prancha 4.11 – *Klippe* Serra da Natureza (paragneisse granulítico) - I.

A. Porfiroblasto de cianita, com aproximadamente 9 cm de comprimento, marcando lineação mineral na *Klippe* Serra da Natureza (SN-187); **B.** Massa fina de muscovita pseudomorfizando cristal de cianita, *Klippe* Serra da Natureza (SN-14); **C.** Muscovita tardia associada a feldspato alcalino na *Klippe* Serra da Natureza (SN-91), polarizadores cruzados; **D.** Intercrescimento entre quartzo e plagioclásio (mirmequita), *Klippe* Serra da Natureza (SN-99), polarizadores cruzados; **E.** Grão de granada sin S_2 , notar a foliação interna ao grão ondulada paralelizada a foliação externa e bordas retas com menos inclusões sugerindo sobrecrescimento estático, *Klippe* Serra da Natureza (SN-20); **F.** Rutilo associado à biotita, notar massa de muscovita sugerindo pseudomorfo de cianita, *Klippe* Serra da Natureza (SN-52).

A. Rutilo associado a leitos aluminosos ricos em cianita, *Klippe* Serra da Natureza (SN-20); **B.** Feições de subgrão e *bulging* em paragneisse granulítico da *Klippe* Serra da Natureza (SN-52), polarizadores cruzados; **C.** Sillimanita associada a biotita em borda de cianita na *Klippe* Serra da Natureza (SN-96); **D.** Porfiroclasto assimétrico de plagioclásio na *Klippe* Serra da Natureza (SN-69); **E.** Mesoperitita com lamelas de exsolução muito finas e retilíneas, *Klippe* Serra da Natureza (SN-99), polarizadores cruzados; **F.** Grão de granada assimétrico sugerindo movimentação para NNE, *Klippe* Serra da Natureza (SN-69).

D), de granulação média (~0,5 mm), com geminação polissintética. Aglomerados de grãos finos de epidoto ocorrem junto ao plagioclásio.

A muscovita está relacionada às bordas de aluminossilicato e ortoclásio em massas muito finas desorientadas. Nas bordas de ortoclásio também são observados grãos xenoblásticos de granulação fina-média (prancha 4.11, C). Raramente ocorre bem formada orientada na foliação S_2 ou em S_3 .

Estaurolita é restrita às bordas de cianita, associada a massas muito finas de muscovita e inclusões em porfiroblastos de granada, de granulação fina (~0,2 mm) e nas bordas de cianita é idioblástica.

As bandas de leucossoma apresentam textura granoblástica definida pelos minerais félsicos, com cristais alongados segundo a foliação principal. Microestruturas de baixas temperaturas são observadas tanto em quartzo, quanto em ortoclásio, tais como fraturamento de grãos, extinção ondulante, sub-grão e contatos irregulares evidenciando recristalização por migração de bordas. Os grãos de quartzo atingem 5 mm. O ortoclásio ocorre como porfiroblastos centimétricos (até 3 cm), e na matriz é milimétrico (2 mm). Mesmo nas rochas menos alteradas, o ortoclásio ocorre com coroa de alteração de coloração alaranjada. Alguns grãos são pertíticos, com lamelas em formas de gotas ou caixa, enquanto outros grãos são mesopertíticos com lamelas de exsolução retilíneas (prancha 4.12, E), todavia sua ocorrência é rara. Também ocorrem os cristais máficos no leucossoma como biotita, granada e cianita, que ocorrem de tamanhos milimétricos e xenoblásticos.

O melanossoma é formado por biotita, cianita, granada, rutilo e zircão e pode ocorrer como lâminas de até 4 mm de espessura, ou ainda ser inexistentes. Em raros casos, o melanossoma contém quantidade pequena de biotita.

Localmente, a rocha está milonitizada, ocorrendo porfiroclastos de feldspatos com caudas assimétricas. Grãos de granada são menores e ocorrem alongados ou como sigmóides assimétricos (prancha 4.12, F). Também ocorre biotita-*fish* e pares SC formados por cianita (prancha 4.13, A).

A sequência de cristalização dos minerais, com relação à deformação e estágios do metamorfismo, é apresentada no quadro 4.6.

4.3.1.1 Anfibolitos intercalados

O anfibolito ocorre como *boundins* de tamanhos variados, geralmente métricos, porém nenhum dos corpos é expressivo bastante para poder ser representado no mapa na escala de trabalho. A rocha é muito alterada, de cor ocre de fácil distinção com relação aos gnaisses encaixantes. Quando fresco, é verde escuro a preto, de granulação fina.

Prancha 4.13 – *Klippe* Serra da Natureza (paragnaisse granulítico e anfibolito).

A. Cianita formando par S/C em paragnaisse granulítico da *Klippe* Serra da Natureza (SN-96); **B.** Leucossoma de textura granoblástica com fábrica de forma em anfibolito da *Klippe* Serra da Natureza (SN-90), notar que alguns grãos de plagioclásio são assimétricos evidenciando o estiramento do leucossoma; **C.** Mesossoma de anfibolito da *Klippe* Serra da Natureza (SN-90), notar que em contato com plagioclásio a hornblenda possui bordas retas e em contato com quartzo possui bordas irregulares; **D.** Pseudomorfo de plagioclásio substituído totalmente por alofana (SN-90); **E.** Mesma fotografia de D, porém com polarizadores cruzados; **F.** Plagioclásio saussuritizado em anfibolito da *Klippe* Serra da Natureza (SN-143).

Prancha 4.14 – *Klippe* Serra da Natureza (anfibolito)/Leucogranito.

A. Simplectito em borda de granada com intercrescimento de biotita, plagioclásio e hornblenda em anfibolito da *Klippe* Serra da Natureza; **B.** Mesossoma de textura nematoblástica em anfibolito da *Klippe* Serra da Natureza (SN-90), notar grãos de titanita ovalados e alinhados como cordões; **C.** Veios perpendiculares à foliação S₂ preenchidos por biotita em anfibolito da *Klippe* Serra da Natureza (SN-69); **D.** Grão muito alterado com borda irregular, possível ortopiroxênio, anfibolito da *Klippe* Serra da Natureza (SN-90); **E.** Actinolita relacionada à borda de hornblenda em anfibolito da *Klippe* Serra da Natureza; **F.** Leucogranito intrusivo em rochas da *Nappe* Liberdade (SN-91), notar que em escala de lâmina a rocha apresenta domínios isotrópicos de granulação grossa (lado esquerdo) e domínios miloníticos de granulação fina (lado direito), polarizadores cruzados.

A rocha é composta por hornblenda (40-62 %), plagioclásio (15-20 %), quartzo (5-12 %) e granada (0,8-2,1 %), contendo titanita (0,4-4,2 %) e biotita (0,8-2,1 %) em menores quantidades. A foliação é definida pela orientação de hornblenda de granulação média (~ 0,5-2 mm) com textura granonematoblástica. Paralelamente à foliação ocorrem leitos de leucossoma constituídos por quartzo e plagioclásio com grãos milimétricos (0,6-1,7 mm) e textura granoblástica (prancha 4.13, B).

Quadro 4.6 – Sequência de cristalização do paragnaisse granulítico da *Klippe* Serra da Natureza.

	%	S ₁	inter	S ₂	inter	S ₃	pós
Bt	3,1-12,5		?	————			——
Ky	5-21			——			
Grt	4-13						
Kfs	4-11,5			——			
Rt	0,7-3,4		?	——			
Ilm	0,8-1,9		?		——	?	——
Qtz	31-43		?	——			——
Ms	0,2-3		?				——
St	traço						——

A hornblenda (~2 mm) marca a foliação S₂ com textura nematoblástica. Porém há grãos que definem textura granoblástica, que estão associados a cristais de plagioclásio. Apresenta forte pleocroísmo de verde-oliva à verde escuro. Quando em contato com as bandas de leucossoma, a hornblenda tem contatos retos com plagioclásio e irregulares e sinuosos com quartzo (prancha 4.13, C). Contém inclusões de quartzo, de formas goticulares, biotita, titanita, ilmenita e allanita.

O plagioclásio (~0,7 mm) ocorre com grau de alteração intempérico muito alto, sempre substituídos por alofana¹ (prancha 4.13, D e E). Podem estar na matriz anfíbolítica ou nas bandas de leucossoma. Por vezes, são substituídos e pseudomorfizados por massas finas de minerais do grupo do epidoto (prancha 4.13, F).

O quartzo (~0,5 mm) possui feições de recristalização dinâmica com extinção ondulante, formação de sub-grão e, às vezes, *bulging* e/ou migração de bordas, formando novos grãos recristalizados. Ocorre intersticialmente na matriz anfíbolítica e no leucossoma.

A granada (~0,7 mm) é restrita aos leitos ricos em hornblenda e ocorre com dois tipos texturais. No primeiro, os grãos são subidioblásticos, ricos em inclusões arredondadas de minerais do grupo do epidoto de granulação muito fina. Menos freqüente, a granada apresenta bordas substituídas por simplectitos (prancha 4.14, A) de morfologia esquelética, formados por

¹ Alofana: aluminossilicato hidratado, argilo-mineral, amorfo, isotrópico, de baixo índice de refração. É produto de alteração intempérica de feldspato formado em ambientes ácidos com pH em torno de 4,8 (Parfitt & Kimble, 1989).

hornblenda, plagioclásio, biotita e pouca actinolita, às vezes, com substituição total do grão. Neste último contexto a granada também apresenta inclusões de minerais do grupo do epidoto, além de titanita.

Titanita ocorre como cordões (~0,2 mm) orientados segundo a foliação (prancha 4.14, B) ou como grãos independentes, notavelmente maiores (~0,5 mm). Grande parte dos cristais contém núcleos de ilmenita e, mais raramente, essa ilmenita possui um núcleo com rutilo.

Biotita (~0,2 mm) de cor castanha-laranja ocorre em três texturas. A mais comum é na matriz, sempre orientada ou inclusa em hornblenda. Pode ocorrer como grãos desorientados nas bordas de granada, tanto no simplectito, quanto em grãos de granada subidioblástica. A terceira é relacionada a veios de quartzo discordantes, subperpendiculares a foliação, que concentram o mineral na borda do veio (prancha 4.14, C).

Em apenas uma amostra (SN-90B) foi observado ortopiroxênio (~1,5 mm), em grãos muito alterados com auréola de alteração de cor marrom-vermelha. Os grãos são discordantes da foliação, com bordas irregulares e corroídas (prancha 4.14, D).

Actinolita está relacionada às bordas de hornblenda, inclusive nos simplectitos na borda de granada, os grãos são poiquiloblásticos com inclusões ameboideais/vermiformes de quartzo (prancha 4.14, E).

O quadro 4.7 exhibe a relação de cristalização das fases aos estágios do metamorfismo.

Quadro 4.7 – Sequencia de cristalização do anfibolito da *Klippe* Serra da Natureza.

	%	Progressivo	Regressivo
Hbl	40-62		=====
Pl	15-20		=====
Grt	1,4-4,2	=====	
Bt	0,8-2,1		=====
Ilm	0,1-0,4		=====
Tnt	0,4-4,2		=====
Rt	traço	=====	
Act	traço		=====
Opx	traço		=====
Qtz	5-12		=====

4.4 OUTRAS OCORRÊNCIAS

4.4.1 Leucogranito

Em todas as *nappes* ocorrem intrusões de corpos graníticos, embora sejam mais frequentes na *Nappe* Liberdade e na *Klippe* Serra da Natureza. A rocha é granito a dois feldspatos e muscovita, às vezes contendo biotita, granada e turmalina. Os corpos podem ser individualizados

em dois tipos principais: turmalina-muscovita leucogranito e granada-muscovita granito.

Os corpos graníticos têm bojadadas formando bolsões discordantes à foliação principal, localmente formando pegmatitos. Frequentemente, os corpos são paralelizados à foliação S_2 , ganhando formas tabulares. As morfologias podem estar misturadas, com ramificações dos bolsões concordantes e corpos tabulares de apófices intrusivos.

O turmalina-muscovita leucogranito é constituído por quartzo (30 %), microclínio (10 %), plagioclásio (15 %), muscovita (15 %) e turmalina (5-10 %), por vezes podendo conter biotita e granada. Como minerais acessórios ocorrem apatita, opacos, monazita e zircão. Apresenta textura fanerítica, holocristalina de granulometria variada (muito grossa à fina) às vezes contendo fenocristais de feldspatos com até 10 cm. Quando os corpos estão paralelizados à foliação S_2 , a rocha está milonitizada, evidenciado por cristais assimétricos de feldspatos e quartzo com extinção ondulante. Turmalina também pode ocorrer como fenocristais centimétricos, dispersos pela matriz da rocha, ou nos bolsões métricos, porém, em corpos ou apófises de espessura centimétrica (10 cm) os cristais se acumulam ortogonalmente às paredes dos contatos.

Pode ocorrer variação peraluminosa do leucogranito, o qual é composto por quartzo (30 %), ortoclásio (12 %), plagioclásio (15 %), muscovita (8-15 %), granada (5-12 %) e às vezes biotita. Os minerais acessórios que ocorrem são turmalina, apatita, monazita e zircão. Destaca-se por sua coloração branca, com cristais vermelhos de granada e placas centimétricas de muscovita. Texturalmente é muito semelhante ao turmalina-muscovita leucogranito, fanerítico, holocristalino de granulação variada. Pode ocorrer deformado, com textura milonítica, quando paralelizado à foliação ou como bolsões ou veios truncando a estrutura da encaixante. Domínios isotrópicos e milonitizados podem ocorrer lado a lado (prancha 4.14, F). A muscovita ocorre com cristais desorientados de granulação grossa ou fina a muito fina quando rodeia cristais de ortoclásio. A granada é subidiomórfica a idiomórfica e pode conter clorita e biotita verde na borda e em fraturas da rocha. Ocorrem megacristais de feldspatos e turmalina, este último concentra-se nas bordas dos corpos, como prismas ortogonais aos contatos com a encaixante.

4.4.2 Diabásio

Na parte W da Serra da Natureza foram observados muitos blocos de diabásio de orientação aproximada NW-SE, cortando a unidade de xisto porfiroblástico da *nappe* Liberdade. Os blocos são arredondados, de rocha pouco alterada, às vezes, apresentando foliação esferoidal, devido à ação do intemperismo. A estrutura é maciça, granulação muito fina, textura sub-óptica e intergranular e não apresentam deformação. O corpo tem espessura decimétrica, porém indefinida, pois o contato com a encaixante não está exposto. Paciullo *et al.* (2003b) descrevem

diversas ocorrências de diques de diabásio e interpretam como produto do magmatismo máfico relacionado à abertura do Oceano Atlântico, no Mesozóico.

5 GEOLOGIA ESTRUTURAL

Os dados coletados em campo foram tratados em mapas, perfis e estereogramas, conforme métodos usuais (*e.g.* Paterson & Weiss, 1961; Ramsay & Huber, 1987), com hierarquização dos elementos estruturais a partir de critérios de orientação, superposição de estruturas, estilo estrutural e fábricas microestruturais. A análise estrutural envolve a descrição e análise das relações geométricas e cinemáticas das estruturas e de suas atitudes. Durante os trabalhos de campo foi utilizada bússola do tipo CLAR (rumo do mergulho/mergulho), porém, no texto, as atitudes das estruturas são apresentadas em notação de azimutes (direção da camada/mergulho). Visualmente as dobras foram classificadas pelos critérios de Fleuty (1964) e posteriormente, em escritório, pela proposta de Ramsay (1967).

A projeção estereográfica é método poderoso para resolver problemas geométricos em geologia estrutural, em que a geometria e orientação de planos e linhas são preservadas, contudo perdendo suas relações espaciais (Davis & Reynolds, 1996). Nesses diagramas são representadas relações tridimensionais em projeções de duas dimensões. Os elementos são projetados no hemisfério inferior da esfera, em seu plano equatorial. A interceptação de planos no diagrama gera linhas (grandes círculos) e a interceptação de elementos lineares é representada como pontos. Neste trabalho, a exemplo da grande maioria de estudos de geologia estrutural, foi escolhida a rede estereográfica que preserva as áreas, também conhecidas como rede de Schmidt ou rede de Lambert. Isso porque, qualquer área, delimitada por grandes e pequenos círculos, possui a mesma área. Deste modo, ao plotar os dados recolhidos em campo, a distribuição dos pontos não é distorcida, assim refletindo as orientações preferenciais, onde tratamentos estatísticos e contornos de densidade de distribuição dos dados podem ser realizados (Davis & Reynolds, 1996). As projeções polares de planos são usadas, ou seja, o plano é representado pela linha normal a ele, pois grande número de projeções planares no mesmo estereograma dificulta sua visualização, tornando-o poluído e dificultando interpretações. Os elementos das fábricas são classificados em cinco classes de simetria (Paterson & Weiss, 1961): esférico, axial, ortorrômbica, monoclínica e triclínica.

5.1 ESTRUTURAÇÃO DA ÁREA

A área de estudo é composta por pilha metamórfica, em que afloram parte dos três alóctones definidos por Campos Neto & Caby (2000) e Campos Neto *et. al.* (2005): *nappes* inferiores, intermediária e superiores do Sistema de *Nappes* Andrelândia. Geometricamente, a foliação principal, S_2 , permite correlação entre as *nappes*, pois a superfície, definida pela

paragênese do pico metamórfico, apresenta continuidade geométrica de uma estrutura para outra.

A *Klippe* Serra da Natureza é representante das *nappes* superiores e aflora na parte centro-leste da área investigada e foi caracterizada como tal por ser corpo alóctone isolado, não apresentar raiz ou continuação física com as *nappes* correlacionáveis; foi reconhecida anteriormente (Santos, 2004) e denominada com esse nome por estar localizada na feição geomorfológica homônima (Campos Neto *et. al.*, 2007; Motta *et. al.*, 2008b, Mapa Geológico – anexo I). A *klippe* apresenta forma tabular, com espessura máxima aparente de 300 m, nos quais afloram rochas da fácies granulito de alta pressão. A foliação S_2 é definida por minerais do pico metamórfico, sendo que em mapa define sinformal que repousa sobre os xistos da *Nappe* Liberdade, como pode ser observado na seção A-A' (anexo III). As condições de intenso intemperismo de muitas das rochas dificultam o reconhecimento preciso do contato entre a *Klippe* Serra da Natureza e a *Nappe* Liberdade. As rochas da primeira apresentam como paragênese ortoclásio + cianita + granada + rutilo + biotita + leucossoma (fase fundida) e as do topo da *Nappe* Liberdade estauroлита + cianita + biotita + muscovita, o que representa pulo metamórfico entre elas e utilizado para inferir o contato.

A *Nappe* Liberdade, subjacente à *Klippe* Serra da Natureza, pertence ao grupo estratigráfico das *nappes* intermediárias. Aflora em toda porção central e no extremo leste da área estudada. A estrutura é alongada formando calha sinformal de eixo curvo que varia de direção NE na porção sul, e inflete para NNE na porção norte (Trouw, *et al.*, 2000a, b; Campos Neto *et al.*, 2005; Cioffi, 2009). A espessura aproximada do pacote de rochas é de 850 m. A foliação S_2 , sob a *Klippe* Serra da Natureza, apresenta-se horizontalizada com aumento gradativo do mergulho, afastando-se da *klippe*. As rochas da *Nappe* Liberdade cavalgam as rochas da *Nappe* Andrelândia, sendo que a superfície de falha transiciona entre cavalgamento e extensa zona de cisalhamento sinistral, de orientação NNE, com mergulhos verticalizados e lineações direcionais, que funciona como rampa lateral (seções A-A' e B-B' – anexo III). Se do lado oeste da *nappe* as zonas de cisalhamento são interpretadas como rampas laterais, os mesmos tipos de estruturas são observados na porção sudeste da *nappe*, com zonas de cisalhamento dextrais, em que Rodrigues (2003) também as julga como rampa lateral. À leste da *Klippe* Serra da Natureza a foliação S_2 , da *Nappe* Liberdade, apresenta mergulhos para oeste, conferindo seu caráter sinformal.

As rochas da *Nappe* Andrelândia, alóctone inferior do Sistema de *Nappes* Andrelândia, afloram na porção oeste da área e forma o substrato da *Nappe* Liberdade. O contato é dado pelas zonas de cisalhamento sinistral discutidas acima. A coluna estratigráfica é coerente e facilmente mapeável. As unidades são compatíveis com a estratigrafia proposta por Campos Neto *et. al.* (2005 e 2007) e equivalentes às unidades A5 e A6 de Ribeiro *et al.* (1995) e Paciullo (1997). Na

base ocorre (estauroлита)-(cianita)-granada-plagioclásio-biotita xisto, o Xisto Santo Antônio, unidade A5 de Ribeiro *et al.* (1995) e Paciullo (1997), que passa em contato normal para sequência pelítico-psamítica com expressivos corpos de muscovita quartzito intercalados, equivalente ao Xisto Serra da Boa Vista (Campos Neto *et al.*, 2005 e 2007) e à unidade A6 (Ribeiro *et al.*, 1995 e Paciullo, 1997). O Xisto Santo Antônio ocorre em sua área tipo, a Serra do Santo Antônio, exibe espessura de 400 m. Na região, ocorre em sinformes transpressivas controladas pela zona de cisalhamento sinistral a leste. O Xisto Serra da Boa Vista ocorre no topo do Xisto Santo Antônio, geralmente aflorante no interior das sinformes do Xisto Santo Antônio, em que as espessuras máximas observadas são de 200 m. Uma série de repetições da estratigrafia pode ser observada dentro da estrutura, com inversões locais, colocando Xisto Serra da Boa Vista sobre o Xisto Santo Antônio. A inversão aliada às lineações direcionais e a zona de cisalhamento sinistral, sugere deformação de caráter transpressivo sinistral contemporânea a evolução da *Nappe* Liberdade (seções A-A' e B-B' – anexo III).

5.2 FOLIAÇÕES METAMÓRFICAS

As três *nappes* mapeadas na área de estudo articulam-se através da foliação S_2 , portadora da paragênese do auge metamórfico de cada *nappe*, que passa paralelamente em continuidade geométrica de uma estrutura para outra.

Na *Nappe* Andrelândia, a foliação dominante (S_2) no Xisto Santo Antônio é definida por cristais orientados de muscovita, biotita e plagioclásio em textura granolepidoblástica. Paralelamente à foliação ocorrem veios de quartzo com textura granoblástica e, mais raramente, de quartzo e plagioclásio. No Xisto Serra da Boa Vista a foliação é caracterizada pela orientação das micas e pelo fino bandamento pelito-quartzítico, também definindo textura lepidoblástica a granolepidoblástica. Em ambas as rochas a foliação pode ser definida como xistosidade e xistosidade com domínios composicionais. Dobras intrafoliais são observadas em afloramento (prancha 5.1, A e B) ou mesmo em escala microscópica (prancha 5.1, C), evidenciando foliação pretérita (S_1) que ocorre paralelamente ao bandamento composicional, que pode representar o acamamento sedimentar S_0 . A foliação S_2 é marcada pelas paragêneses de mais alto grau metamórfico de ambos os litotipos, com (estauroлита)-cianita-muscovita-quartzo-plagioclásio-biotita, no Xisto Santo Antônio e (estauroлита)-rutilo-cianita-plagioclásio-biotita-quartzo-muscovita, no Xisto Serra da Boa Vista. A foliação S_2 tem orientação geral NE, com média em N66E/33°SE, e as variações de sua orientação serão tratadas adiante. Próximo ao contato com a *Nappe* Liberdade, os mergulhos da foliação são mais fortes, às vezes, com tendência a verticalização. Nessas porções a foliação ganha aspecto milonítico, com forte estiramento de

bandas quartzo-feldspáticas, muitos veios de quartzo paralelos à foliação, pares S/C, diminuição da matriz e porfiroclastos do tipo σ rotacionados e com caudas assimétricas. As dobras sinformais controladas pelas zonas de cisalhamentos (seções A-A' e B-B'), as quais as rochas da *nappe* estão estruturadas, são interpretadas como de 2ª geração (D_2), pois são isoclinais com plano axial paralelo a foliação S_2 .

Na *Nappe* Liberdade, a superfície principal (S_2) é caracterizada por foliação gnáissica de textura nematolepidogranoblástica, gradando para xistosidade de textura nematolepidoblástica em direção ao topo da estrutura, em que predominam xistos. Na base da *Nappe* Liberdade as rochas apresentam foliação S_2 gnáissica, em textura lepidogranoblástica média. São comuns feições de fusão parcial, com geração de estrutura estromática (prancha 5.1, D), paralelo à orientação da foliação, com leucossoma granoblástico inequigranular e melanossoma lepidoblástico composto principalmente por biotita e muscovita. O bandamento, próximo ao contato com a *nappe* adjacente, apresenta *boudins* de leucossoma, de rochas máficas e calciossilicáticas, sugerindo forte estiramento. Em porções mais elevadas estratigraficamente da estrutura, as feições de migmatização gradualmente desaparecem e a superfície dominante da rocha passa para foliação gnáissica/xistosidade de textura granonematolepidoblástica, composta por quartzo, plagioclásio, cianita, biotita e muscovita. Isso ocorre até não haver mais plagioclásio na rocha tornando-se quartzo xisto, com xistosidade de trama nematolepidoblástica definida pela orientação de estauroлита, cianita, biotita e muscovita (prancha 5.1, E). A gradação de um tipo de foliação para outro sempre ocorre de modo paralelo. Paralelamente à orientação da foliação principal (S_2) ocorrem bancos quartizíticos (prancha 5.1, F), que apresentam direção geral NNE-SSW, com média em N13E/46°SE; os mergulhos são altos na porção leste da área, próximo ao contato com a *Nappe* Andrelândia, tornando-se sub-horizontal próximo à *Klippe* Serra da Natureza e infletindo, a oeste da *klippe*, para mergulhos entre 10 e 30° para W. É possível hierarquizar as foliações na estrutura pelo padrão de inclusões em granada que apresenta foliação interna, interpretada como S_1 , discordante a foliação externa (prancha 5.2, A e B). Dobras intrafoliais D_2 deformam foliação anterior, provável S_1 (prancha 5.2, C).

Na *Klippe* Serra da Natureza é dominante a superfície S_2 que é caracterizada por foliação gnáissica anastomosada, de textura nematolepidogranoblástica a blastomilonítica, definida pela orientação de minerais micáceos, predominantemente biotita, de cianita, lentes quartzo-feldspáticas, de porfiroclastos de granada e feldspatos, além de pares S/C. O litotipo principal apresenta estrutura estromática (prancha 5.2, D) definida pela alternância de leucossoma de textura granoblástica, inequigranular, de granulação médio-grossa e de composição quartzo-feldspática, mesossoma gnáissico e melanossoma de textura granolepidoblástica, rico em biotita, cianita e

granada ocorrem paralelamente à foliação. Localmente as bandas apresentam enfileiramento descontínuo ou lenticular. Corpos quartzíticos e *boundins* de rochas máficas ocorrem paralelos à foliação S_2 . Dobras intrafoliais com S_2 em posição plano axial deformam foliação pretérita.

As dobras intrafoliais à foliação S_2 apresentam características comuns nas três estruturas, sendo fechadas à isoclinais da classe 1C (prancha 5.1, A e B). Elas estão associadas à geração da foliação S_2 que é penetrativa e resultado da deformação por cisalhamento dúctil que afetou as rochas.

Localmente a foliação S_2 é transposta pela foliação S_3 . De acordo com a figura 5.1 observa-se que a foliação S_3 é plano axial das dobras D_3 e apresenta padrões semelhantes nas *nappes* Andrelândia e Liberdade, com mergulhos altos e direção aproximada N-S, com média N12E/80°SE, com maior dispersão das atitudes nas rochas da *Nappe* Liberdade.

Figura 5.1 – Projeções estereográficas relativas ao evento deformacional D_3 . Plano axiais de dobras D_3 plotados como linhas e as foliações S_3 plotadas como pólos. Dados em quadrados não preenchidos pertencem à *Nappe* Andrelândia e em triângulos preenchidos à *Nappe* Liberdade.

A foliação S_3 , na *Nappe* Andrelândia, manifesta-se no Xisto Santo Antônio pela reorientação de cristais de plagioclásio e micas, principalmente biotita, que pode se concentrar ao ponto de formar leitos monominerálicos, localmente com sillimanita (prancha 5.2, E). Nas rochas pelíticas da unidade, a foliação S_3 é caracterizada por clivagem apertada dos leitos micáceos (prancha 5.2, F). Nos quartzitos, S_3 caracteriza-se pela recristalização dinâmica do quartzo, tornando os grãos muito grossos. Perfis ao norte da Serra do Santo Antônio, sul da cidade de Andrelândia, foram realizados para melhor entendimento da relação entre as foliações S_2 e S_3 . A deformação D_3 apresenta dobras com planos axiais de direção N-S, com mergulhos altos para W. As dobras são fechadas e pertencem à classe 1C (prancha 5.3, A e B).

Prancha 5.1 – Foliações sin-metamórficas (1).

A. Dobras isoclinais (D_2), intrafoliais à foliação S_2 , em Xisto Santo Antônio (SN-153); **B.** Mesmas dobras mostradas em A, classificadas com classe 1C com isógonas convergentes; **C.** Dobra intrafolial à foliação S_2 , fechada, que registra bandamento composicional (S_0) em Xisto Serra da Boa Vista (SN-29); **D.** Bandamento estromático com mesossoma gnáissico na *Nappe* Liberdade (SN-24); **E.** Xistosidade definida por micas no topo da *Nappe* Liberdade (SN-142); **F.** Bancos quartzíticos paralelizados à foliação S_2 na *Nappe* Liberdade (SN-58).

Prancha 5.2 – Foliações sin-metamórficas (2).

A e B. Porfiriblasto de granada com centro pré- S_2 e sobrecrecimento tardi-pós S_2 na *Nappe* Liberdade (SN-161); **C.** Dobras isoclinais intrafoliais à foliação S_2 na *Nappe* Liberdade (SN-161); **D.** Bandamento estromático na *Klippe* Serra da Natureza (SN-103); **E.** Foliação S_3 com sillimanita em Xisto Santo Antônio, *Nappe* Andrelândia (SN-31); **F.** Clivagem (D_3) apertada dos leitos micáceos em Xisto Serra da Boa Vista, *Nappe* Andrelândia.

Na *Nappe* Liberdade, a foliação posterior (S_3) ocorre com intensidade menor que na *Nappe* Andrelândia. A foliação S_3 é plano axial das dobras D_3 e cristalizam-se minerais micáceos, predominantemente muscovita (prancha 5.3, C) em seu plano axial. Os padrões de dobramentos são semelhantes aos descritos acima.

5.3 LINEAÇÕES, INDICADORES CINEMÁTICOS E BOUNDINAGEM

No sistema de *nappes* estudado a maior densidade de lineações minerais e de estiramento concentra-se nos quadrantes NE-SW, sendo que as estruturas são interpretadas como resultado da orientação de minerais na direção do transporte tectônico. O mapa de lineações indica que a orientação preferencial das lineações apresenta caráter direcional, principalmente próximo às zonas de cisalhamento sinistral que ocorrem na parte oeste da área estudada (figura 5.2).

As lineações na *Nappe* Andrelândia são definidas nos xistos pela orientação de micas, cianita e plagioclásio, além de agregados alongados de quartzo, nos quartzitos, e sempre associadas à superfície S_2 . Quase não há dispersão nas atitudes das lineações na estrutura (figura 5.3a), apresentando simetria de fábrica axial, definindo direção N37E/17°.

Na *Nappe* Liberdade a lineação mineral das rochas paraderivadas é definida por micas, porfiroblastos de cianita, plagioclásio e, quando presente, estaurolita. No anfibolito é definida por anfibólio e plagioclásio. As zonas de sombra de pressão de granada formam lineação de estiramento, passível de ser medida, sendo paralela à lineação de estiramento. O conjunto de lineações tem direção preferencial para NE (figura 5.3b), com direção média N46E/16°. A média é comparável à da estrutura adjacente, com alguma dispersão, que pode estar relacionada a deformações posteriores ao evento metamórfico principal. Outra família de orientações pode ser observada no quadrante NW (figura 5.3b), com orientação média N51W/11°, que será discutida adiante.

Nos granulitos da *Klippe* Serra da Natureza as lineações minerais são definidas pela orientação de porfiroblastos de cianita, ortoclásio e, com menos frequência, de biotita. Lineações de estiramento são comuns nas rochas ricas em quartzo. Nas rochas metamáficas as lineações são marcadas por anfibólio e plagioclásio. Se comparada às outras estruturas, a orientação da lineação na *klippe* apresenta maior dispersão (figura 5.3c), que novamente podem estar relacionada deformações tardias. Porém, a maior concentração estatística dos dados aponta direção mais forte para N, todavia ainda nos quadrantes NE-SW, com direção média N08E/6°. Outro máximo de concentração de lineações é observado nos quadrantes NW-SE (figura 5.3c), com média em N57W/12°.

Figura 5.2 – Mapa de lineações.

A deformação pode ser muito intensa gerando porfiroclastos com caudas simétricas e paralelas à foliação (prancha 5.3, D). Entretanto, vários indicadores cinemáticos são observados em campo e em lâminas orientadas, tais como foliação S/C, porfiroclastos sigmoidais (prancha 5.3, E e F), sombras de pressão em granada (prancha 5.4, A), a vergência de dobras D_2 intrafoliais (prancha 5.4, B) e assimétrica de *boundins* admitem a interpretação de transporte tectônico de topo para NNE-NE. O cavalgamento é acompanhado por componente distensiva, com falhamento normal no rompimento de flancos de dobras, quando há injeção de leucogranito em seus planos (prancha 5.4, C).

Figura 5.3 – Projeções estereográficas de contorno das lineações minerais e de estiramento; a. *Nappe* Andrelândia, com direção preferencial N33E; b. *Nappe* Liberdade, direção preferencial em NE-SW, com segundo conjunto no quadrante NW; c. *Klippe* Serra da Natureza, direção preferencial NNE-SSW, com segundo conjunto em NW-SE. Maiores esclarecimentos no texto.

O segundo conjunto de lineações nos quadrantes NW-SE é de estiramento, o qual está relacionado à cavalgamento rúptil-dúctil, com rompimento das dobras D_3 na *Nappe* Andrelândia (Meira & Campos Neto, 2007), transportando as estruturas no sentido da vergência (NW). As lineações são ortogonais aos eixos de dobras D_3 (figura 5.1), corroborando a interpretação de que

as lineações estão relacionadas a eventos tardios ao metamorfismo principal com esforços no sentido da lineação.

Cabe ressaltar que lineações W-NW são interpretadas por Trouw *et al.* (2000b), Peternel *et al.* (2005), Trouw & Peternel (2007) como resultado da compressão exercida pela Faixa Ribeira neste sentido.

Um forte estiramento da foliação principal sin-metamórfico é observado em toda a pilha. Ele é evidenciado por freqüente *boundinagem* assimétrica de leucossoma (prancha 5.4, D), nas rochas com fusão parcial, e de corpos de anfibolito (prancha 5.4, E) e rochas calciossilicáticas. Isso é observado não só em afloramento, pois em escala microscópica há boundinagem de cristais de hornblenda (prancha 5.4, F). A injeção de material silicático, hoje representado pelo leucossoma, e de veios de carbonato nas zonas surreicas, denunciam o caráter sin-metamórfico do processo de estiramento (prancha 5.5, A).

5.4 RELAÇÃO DOS CORPOS GRANÍTICOS COM S_2

Em toda a pilha metamórfica ocorrem intrusões de corpos graníticos a dois feldspatos e muscovita, às vezes podendo conter biotita, granada e turmalina. Os corpos de granito são mais freqüentes na *Nappe* Liberdade e *Klippe* Serra da Natureza do que na *Nappe* Andrelândia. Os corpos apresentam formas bojadas formando bolsões discordantes à foliação principal e a granulação varia de grossa a muito grossa, localmente pegmatítica. Boa parte dos corpos é paralelizada à foliação S_2 , ganhando formas tabulares (prancha 5.5, B). Ocorrem morfologias diversas, com ramificações dos bolsões concordantes ou discordantes à foliação. A relação entre forma do corpo e foliação sugere colocação tardi-pós a deformação principal (D_2), como previamente observado na base da *Nappe* Liberdade na região de Arantina por Sugawara (2008).

O magma que originou os granitos deve estar relacionado à fusão da crosta continental, talvez envolvendo a infra-estrutura das *nappes* e ascendendo de níveis mais profundos. Eles podem estar conectando leucossomas das rochas de mais alta temperatura, com formação de fraturas de tensão. Veios turmalíferos relacionados aos granitos são comuns e estão paralelizados ou não à foliação (prancha 5.5, C). Os cristais de turmalina, tanto dos veios quanto dos granitos, podem ocorrer desorientados, radiais (prancha 5.5, D) ou em contato com as paredes dos corpos, nesse caso dispostos ortogonalmente a elas, especialmente quando os veios são poucos espessos, entre 5 a 10 cm, e estão concordantes com a foliação. Essa relação pode indicar crescimento antitaxial e sincrônico à abertura da passagem.

Prancha 5.3 – Lineações, indicadores cinemáticos e boundinagem.

A. Dobras D_3 fechadas em leitos quartzosos em Xisto Santo Antônio, *Nappe* Andrelândia (SSA-25); **B.** Mesmas dobras com isógonas convergentes, classe 1C; **C.** Cristalização de muscovita na foliação S_3 na *Nappe* Liberdade (SN-63); **D.** Porfiroclasto de plagioclásio simétrico, *Nappe* Liberdade (SN-161); **E.** Porfiroclasto sigmoidal sinistral de plagioclásio, observa-se geração de pares S/C, *Nappe* Liberdade (SN-161); **F.** Outro porfiroclasto sigmoidal de plagioclásio indicando transporte para NNE, *Nappe* Liberdade (SN-161).

Prancha 5.4 – Lineações, indicadores cinemáticos e boundinagem / corpos graníticos.

A. Caudas assimétricas envolvendo granada, indicando movimento sinistral com topo para NNE, *Klippe* Serra da Natureza (SN-107); **B.** Dobras (D₂) assimétricas mostrando vergência para NE, *Nappe* Andrelândia (SN-27); **C.** Rompimento de flanco de dobras com distensão associada, indicando movimentação para NNE (SN-02); **D.** Boundinagem de leucossoma nos paragnaisses migmatíticos da *Nappe* Liberdade (SN-161); **E.** *Boundins* de rochas metamáficas, *Nappe* Liberdade (SN-161); **F.** Cristal boundinado de hornblenda no leucossoma de anfibolito migmatítico da *Nappe* Liberdade (SN-161).

As relações estruturais sugerem que os granitóides têm papel importante na exumação das *nappes* servindo de lubrificante, alterando a reologia do pacote e, por consequência, facilitando sua exumação.

5.5 DEFORMAÇÕES TARDIAS D_4 E D_5

As deformações tardias, D_4 e D_5 , são caracterizadas por megadobras abertas que perturbam as superfícies metamórficas, gerando ondulações e dispersão das foliações S_2 e S_3 . Algumas dessas dobras podem apresentar charneira em cúspide (prancha 5.5 E e F).

Figura 5.4 – Projeções estereográficas de contornos e pólos de planos para a foliação S_2 ; a. *Nappe* Andrelândia; b. *Nappe* Liberdade, com guirlanda construída das deformações D_4 (em vermelho) e D_5 (em verde); c. *Klippe* Serra da Natureza, com guirlanda construída das deformações D_4 (em vermelho) e D_5 (em verde).

As rochas da *Nappe* Andrelândia, na área de estudo, são pouco afetadas por deformações tardias. A foliação principal, S_2 , apresenta simetria estatística de fábrica monoclinica (figura 5.4a), isto é, corresponde à guirlanda com eixo perpendicular. A maior concentração da foliação S_2 está

na direção NE-SW, ora com caimento 35°SE, com maior densidade de planos, ora com caimento 40°NW. Essa variação indica que S_2 é afetada por dobras com planos axiais subverticais de orientação NNE-SSW a N-S, parecida com o estilo estrutural de D_3 , que está associada a regime rúptil-dúctil, mas ainda em condições metamórficas de fácies anfibolito em regime de pressão mais ameno. A deformação D_3 está associada ao domínio transpressional da zona de cisalhamento sinistral que limita a unidade a leste. Se sobrepostas as figuras 5.3a e 5.4a, a configuração da foliação S_2 e das lineações demonstram o caráter direcional da última, pois estas se espalham sobre os planos da foliação.

O padrão de distribuição da atitude da foliação S_2 é muito semelhante na *Nappe* Liberdade e na *Klippe* Serra da Natureza, com medidas em todos os quadrantes. Ambas as estruturas apresentam simetria triclínica como pode ser observado nas figuras 5.4b e c, que indica dobramento cônico com geratriz quase a N. A dispersão dos pólos da foliação S_2 sugere superposição de eventos de dobramentos. O primeiro (D_4) é caracterizado por padrão cilíndrico, em que mais de 90% dos pólos estão no máximo a 10° de distância da guirlanda construída (Ramsay & Huber, 1987), sendo dobra aberta de plano axial sub-vertical e com eixo construído N37E/14°, para a *Nappe* Liberdade, e N32E/6°, para a *Klippe* Serra da Natureza. O evento (D_5) admite dobramento subcilíndrico, em que mais de 90% dos pólos estão a no máximo 20° de distância da guirlanda gerada, também com dobra aberta e plano axial sub-vertical, mas com eixo construído N30W/7°, para a *Nappe* Liberdade e N42W/13°, para a *Klippe* Serra da Natureza. As deformações D_4 e D_5 geram padrão de interferência do tipo 1, em domos e bacias. Devido aos poucos dados de foliação S_3 , os efeitos das deformações tardias sobre ela não são de fácil percepção, todavia devem afetar a foliação da mesma maneira que a foliação S_2 .

Prancha 5.5 – Deformações tardias.

A. Leucossoma na zona surreica de *boundins* de anfibolito denunciando caráter sin-metamórfico do estiramento, *Nappe* Liberdade (SN-161); **B.** Bolsão de leucogranito colocado subconcordantes a foliação S_2 , *Nappe* Liberdade (SN-161); **C.** Veio turmalínífero discordante à foliação S_2 na *Nappe* Liberdade (SN-59); **D.** Megacristal de turmalina com hábito radial, *Nappe* Liberdade (SN-64); **E.** Deformação D_4 ondulando a foliação S_2 , *Nappe* Andrelândia (SN-75); **F.** Ondulações abertas da foliação S_2 produzida pela deformação D_5 , *Nappe* Liberdade (SN-161).

6 QUÍMICA MINERAL

A composição química dos minerais foi obtida com a microsonda eletrônica JEOL JXA-8600 SuperProbe, sob condições de 15 kV e 20 a 300 nA, com feixe variando entre 5 e 15 μm , no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IGc-USP). Foram usados padrões naturais para todos os elementos. As fórmulas estruturais dos silicatos analisados foram calculadas com o programa AX, componente do THERMOCALC 3.32 (Holland & Powell, 1998). Outros diagramas foram feitos com o aplicativo Microsoft Excel®.

Os silicatos (granada, biotita, muscovita, clorita, feldspatos e estauroлита), rutilo e monazita foram analisados em sete amostras para cálculos termobarométricos e datações. Para investigação das variações composicionais foram realizadas análises pontuais e travessas ao longo de grãos. Os resultados completos das análises são apresentados em tabelas no anexo IV.

As amostras foram selecionadas seguindo critérios petrográficos, de acordo com as paragêneses minerais de interessante petrológico. Da *Nappe* Andrelândia foram selecionadas duas amostras: SN-27 – Xisto Santo Antônio e SN-160 – Xisto Serra da Boa Vista; da *Nappe* Liberdade foram escolhidas SN-161 e SN-128 – paragnaisse migmatítico, respectivamente, de sua base e da porção intermediária e, SN-64 – estauroлита-cianita-granada-biotita xisto, do topo; e, da *Klippe* Serra da Natureza SN-52 e SN96 – rutilo-ortoclásio-cianita-granada paragnaisse.

6.1 GRANADA

O grupo da granada, um dos silicatos mais importantes das rochas metamórficas, cristaliza na classe hexaoctaédrica do sistema isométrico. A composição da granada utiliza elementos comuns (Fe, Mg, Mn, Ca, Al, Si), permitindo que o mineral seja estável em quase todo o intervalo P - T do metamorfismo. Por isso, o mineral participa de diversas reações dependentes de pressão e/ou de temperatura e consequentemente as variações composições observadas ao longo do intervalo P - T são usadas para cálculos dessas variáveis intensivas. A sua fórmula geral é $A_3B_2(\text{SiO}_4)_3$. O sítio A, ocupado por cátions divalentes (Fe^{2+} , Mg, Mn, Ca), é coordenado por oito átomos de oxigênio. O sítio B é coordenado por seis átomos de oxigênio e ocupado por cátions trivalentes (Al, Fe^{3+} e Cr^{3+}). As substituições mais importantes ocorrem entre cátions do grupo A e vetores de troca mais comuns são FeMg_{-1} , FeMn_{-1} , FeCa_1 e MgCa_1 .

Para o cálculo da fração molar de cada membro final da granada foram usadas fórmulas unitárias contendo 12 oxigênios e 8 cátions e as seguintes expressões (Deer *et al.*, 1982 - 6.1 a 6.5):

$$\text{almandina (alm): } \left(\frac{\text{Fe}^{2+}}{\text{Fe}^{2+} + \text{Mg} + \text{Mn} + \text{Ca}} \right) * 100 \quad (6.1)$$

$$\text{piropo (prp): } \left(\frac{\text{Mg}}{\text{Fe}^{2+} + \text{Mg} + \text{Mn} + \text{Ca}} \right) * 100 \quad (6.2)$$

$$\text{espessartita (sps): } \left(\frac{\text{Mn}}{\text{Fe}^{2+} + \text{Mg} + \text{Mn} + \text{Ca}} \right) * 100 \quad (6.3)$$

$$\text{grossulária (grs): } \left(\frac{\text{Ca}}{\text{Fe}^{2+} + \text{Mg} + \text{Mn} + \text{Ca}} \right) * 100 - (\text{adr}) \quad (6.4)$$

$$\text{andradita (adr): } \left(\frac{\text{Fe}^{3+}}{\text{Fe}^{3+} + \text{Al}} \right) * 100 \quad (6.5)$$

Na *Nappe* Andrelândia dois grãos de granada foram analisados em amostra do Xisto Santo Antônio (SN-27). O primeiro grão é xenomórfico (10 análises), arredondado e levemente alongado segundo a foliação S_2 . Apresenta padrão caótico de inclusões e é interpretado como pré-cedo S_2 , porfiroclástico (~0,3 cm), assim não está quimicamente estável com a paragênese de pico. A distribuição das moléculas espessartita e piropo é homogênea, com leve aumento de espessartita e diminuição de piropo na borda. Comportamento inverso é observado entre as moléculas de almandina e grossulária, sendo o centro do cristal mais rico em grossulária e pobre em almandina ($\text{alm}_{65,5}\text{prp}_{13,0}\text{grs}_{14,3}\text{sps}_{6,0}$ e $X_{\text{Mg } 0,16}$) com empobrecendo da primeira e enriquecimento da segunda para a periferia do grão ($\text{alm}_{70,0}\text{prp}_{12,7}\text{grs}_{7,6}\text{sps}_{9,0}$ e $X_{\text{Mg } 0,15}$), variações composicionais representadas na figura 6.1a. Nenhum cálculo termobarométrico foi feito baseado na composição desse grão.

O outro cristal é porfiroblástico (~0,4 cm), subidioblástico e possui linha de inclusões definindo forma ondulada, que na borda do grão se paraleliza à foliação externa (S_2), sendo interpretada como sin-tardi S_2 , portanto cristalizado durante o pico metamórfico. Foram analisados 19 pontos em linha ortogonal à foliação interna. O comportamento das variações dos membros almandina, piropo e espessartita é semelhante ao longo do grão, com núcleo mais rico nessas moléculas ($\text{alm}_{68,7}\text{prp}_{13,0}\text{grs}_{4,5}\text{sps}_{9,5}$ e $X_{\text{Mg } 0,17}$), com zona de diminuição das concentrações, ao se afastar do núcleo, e com aumento delas nas bordas até níveis próximos aos presentes no núcleo. O Mn segue mesmo padrão, contudo, em direção às bordas sua concentração aumenta antes de Fe e Mg. O comportamento da grossulária é inverso e complementar ao do piropo, com núcleo pobre em Ca, cuja concentração gradualmente se eleva na porção intermediária ($\text{alm}_{66,7}\text{prp}_{9,2}\text{grs}_{18,0}\text{sps}_{5,3}$ e $X_{\text{Mg } 0,12}$), e depois diminui na borda do grão ($\text{alm}_{70,0}\text{prp}_{12,6}\text{grs}_{7,2}\text{sps}_{9,7}$ e $X_{\text{Mg } 0,15}$). Não há evidências de sobrecrecimento e sua variação composicional (figura 6.1b) pode representar a evolução das condições metamórficas em S_2 . Segundo Kohn & Spear (2000), o

aumento de Mn nas bordas pode estar relacionado com a troca entre Fe^{2+} e Mg com a biotita e o aumento do Mn seria resultante da dissolução das bordas da granada, em virtude da operação de reações de transferência de rede (*net transfer reaction*), que por falta de afinidade química do Mn com os minerais da matriz e o mesmo é reabsorvido pela granada.

Em amostra do Xisto Serra da Boa Vista (SN-160) o porfiroblasto (~0,7 cm) analisado apresenta linhas de inclusões bem marcadas definindo foliação interna levemente ondulada e paralelizada a foliação externa, que se amolda ao grão sendo o mesmo interpretado como sin- S_2 ; a sombra de pressão é formado por quartzo e apresenta textura granoblástica. As 25 análises foram realizadas perpendicularmente a foliação externa. O grão pode ser dividido em três zonas composicionais, apresentadas na figura 6.1c. A zona I caracteriza o núcleo do cristal, apresenta as menores concentrações de almandina e piropo e as maiores de grossulária e espessartita ($\text{alm}_{62,2}\text{prp}_{2,8}\text{grs}_{26,6}\text{sps}_{8,3}$ e $X_{\text{Mg}} 0,04$), que definem padrões retilíneos, sem grandes variações nas concentrações. Na zona II, intermediária, há drástica mudança nos teores de almandina e grossulária, com ombreiras positivas e negativas, respectivamente ($\text{alm}_{74,5}\text{prp}_{10,0}\text{grs}_{11,0}\text{sps}_{4,5}$ e $X_{\text{Mg}0,12}$). Na zona III, borda do cristal, há tendência retilínea crescente em direção as bordas, dos membros almandina e piropo e tendência retilínea decrescente das concentrações de grossulária e espessartita ($\text{alm}_{74,0}\text{prp}_{13,5}\text{grs}_{10,0}\text{sps}_{2,0}$ e $X_{\text{Mg}0,16}$). Apesar das grandes variações composicionais, texturalmente o cristal não apresenta indícios de mais de um estágio de crescimento.

Figura 6.1 – Perfis composicionais para granada da *Nappe* Andrelândia; a. grão pré-cedo S_2 , Xisto Santo Antônio (SN-27); b. grão sin-pós S_2 , Xisto Santo Antônio (SN-27); c. grão sin S_2 , Xisto Serra da Boa Vista (SN-160).

Três cristais de granada, de três amostras diferentes, da *Nappe* Liberdade foram analisados. Na base da estrutura o grão estudado da amostra SN-161 é porfiroblástico (~0,6 cm),

xenomórfico, arredondado, contido no mesossoma da rocha. Apesar de apresentar sombra de pressão, o padrão de inclusões é caótico. Muitas vezes, ocorrem grãos de biotita preenchendo fraturas e podem ser interpretados como produto de substituição retrometamórfica, manifestada nas suas bordas, também substituída por grãos sem orientação de biotita. As variações composicionais dos seus membros finais são complexas (figura 6.2a), sendo mais fácil se descritas em três zonas composicionais, I, II e III. Para a confecção desse perfil 31 análises pontuais foram realizadas, paralelamente a direção da foliação externa. O membro espessartita é o que apresenta padrões homogêneos, sem variações consideráveis nas três zonas. Grossulária possui valores que crescem afastando-se do centro, na zona I, com novo incremento na zona II, onde atinge os maiores valores, e tendência de diminuição na zona III. Os membros piropo e almandina possuem comportamento inverso. Na zona I, centro do cristal, almandina é mais rica, enquanto piropo possui concentração mais baixa ($\text{alm}_{79,8}\text{prp}_{12,3}\text{grs}_{5,7}\text{sps}_{2,2}$ e $X_{\text{Mg } 0,13}$). Na zona II ocorrem ombreiras, negativa de almandina e positiva de piropo, atingindo seus mínimos e máximos, respectivamente ($\text{alm}_{69,5}\text{prp}_{18,3}\text{grs}_{7,0}\text{sps}_{21,7}$ e $X_{\text{Mg } 0,20}$). Na zona III ocorre brusco aumento de almandina, acompanhado pela queda de piropo em direção a borda do grão. Após a mudança brusca, gradativamente os teores de almandina aumentam, ao passo que os de piropo diminuem ($\text{alm}_{80,2}\text{prp}_{13,0}\text{grs}_{4,4}\text{sps}_{2,2}$ e $X_{\text{Mg } 0,16}$) em direção às bordas.

Na porção intermediária da estrutura foi escolhida a amostra SN-128, na qual o porfiroblasto (~0,5 cm) analisado é xenoblástico, com bordas corroídas e faz parte do mesossoma da rocha. A foliação interna é ondulada e torna-se paralela à foliação externa na borda do grão, sendo grão sin S_2 . A foliação externa se amolda ao porfiroblasto, que possui sombra de pressão de quartzo com textura granoblástica. O perfil composicional foi feito com 17 pontos, analisados ortogonalmente à foliação interna. As variações são sutis ao longo do perfil (figura 6.2b). Nota-se a distribuição homogênea de espessartita, com baixa concentração. Grossulária é mais enriquecida no centro com a diminuição para as zonas periféricas do cristal, com novo enriquecimento na borda mais externa. O membro piropo apresenta baixa concentração no centro, aumentando gradativamente, atingindo seu ápice de concentração na metade do raio do cristal, de onde volta a diminuir para as bordas. A molécula de almandina apresenta comportamento oposto, com concentrações maiores no centro ($\text{alm}_{79,1}\text{prp}_{12,7}\text{grs}_{5,7}\text{sps}_{2,5}$ e $X_{\text{Mg } 0,14}$), mínimo na porção intermediária ($\text{alm}_{77,4}\text{prp}_{13,8}\text{grs}_{6,3}\text{sps}_{2,7}$ e $X_{\text{Mg } 0,15}$) e aumento, com máximo de teores próximo a beira do grão ($\text{alm}_{80,7}\text{prp}_{11,2}\text{grs}_{5,7}\text{sps}_{2,5}$ e $X_{\text{Mg } 0,12}$). As maiores concentrações de Ca estão na porção intermediária do cristal.

Por fim, na *Nappe* Liberdade, a última amostra analisada foi a SN-64. O grão de granada é porfiroblasto subidioblástico (~0,8 cm), com poucas inclusões, mas as poucas presentes definem

foliação interna com tendência a paralelização com a foliação externa, que se amolda ao grão (sin S_2). A sombra de pressão de quartzo apresenta textura granoblástica e borda parcialmente substituídas por biotita. O perfil composicional é baseado em 60 pontos, paralelos a foliação externa. Os resultados indicam altas concentrações de almandina e baixas de espessartita e grossulária (figura 6.2c), sendo possível separar o grão em três domínios, baseado na variação da concentração de grossulária. No domínio I, porção central do grão, ocorrem os maiores teores de grossulária e piropo e os menores de almandina ($alm_{79,7}prp_{14,9}grs_{3,7}sps_{1,7}$ e $X_{Mg\ 0,15}$). No domínio II, a grossulária tende a zero, enquanto os teores de almandina aumentam e os teores de piropo diminuem ($alm_{82,5}prp_{14,3}grs_{1,5}sps_{1,6}$ e $X_{Mg\ 0,14}$). O domínio III é a zona próxima a borda do grão, as concentrações de grossulária crescem novamente, enquanto piropo decresce e almandina se estabiliza ($alm_{85,0}prp_{11,4}grs_{2,9}sps_{1,8}$ e $X_{Mg\ 0,11}$). As concentrações de espessartita são homogêneas e baixas nas três zonas.

Figura 6.2 – Perfis composicionais para granada da *Nappe* Liberdade; a. grão localizado na base da *nappe* (SN-161); b. grão localizado na porção intermediária da *nappe* (SN-128); c. grão localizado no topo da *nappe* (SN-64). Grãos sin S_2 .

Da *Klippe* Serra da Natureza dois porfiroblastos de granada do mesossoma de duas amostras, SN-52 e SN-96, foram analisados. Um porfiroblasto com aproximadamente 2,1 cm (SN-52), subidioblástico, bordas parcialmente corroídas com inclusões definindo geometria espiralada, com sombra de pressão de quartzo com textura granoblástica e foliação externa se amoldando ao cristal (sin-tardi S_2) foi analisado com 176 análises pontuais. Apresenta pelo menos três domínios composicionais e um subdomínio, como é observado na figura 6.3a. O domínio I foi subdividido em dois (IA e IB) e ocorre no centro do cristal. No domínio IA observa-se que ao afastar-se do centro ocorre aumento das moléculas de almandina e piropo, diminuição de grossulária e um platô do membro espessartita ($alm_{77,4}prp_{11,5}grs_{7,4}sps_{3,6}$ e $X_{Mg\ 0,13}$). A partir do domínio IB, a concentração de espessartita é muito baixa, próxima ao zero, grossulária apresenta

leve ombreira positiva, que continua com tendência de queda de concentrações em direção a borda, no mesmo sentido que almandina e piropo aumentam ($\text{alm}_{80,6}\text{prp}_{15,3}\text{grs}_{3,3}$ e $X_{\text{Mg } 0,16}$). O domínio II é marcado pela ausência de grossulária, que é acompanhada pelo aumento repentino de almandina e piropo ($\text{alm}_{0,83}\text{prp}_{0,17}$ e $X_{\text{Mg } 0,17}$). O domínio III marca a volta das concentrações de grossulária e queda dos membros almandina e piropo ($\text{alm}_{77,4}\text{prp}_{17,5}\text{grs}_{5,0}$ e $X_{\text{Mg } 0,18}$).

As variações composicionais neste grão sugerem que o Mn não faz parte do equilíbrio químico do pico metamórfico, já que a granada é o único mineral, da paragênese de pico térmico, com afinidade química com o elemento, portanto se não há Mn na borda do grão, não havia o elemento disponível durante a progressão em estágios mais avançados do metamorfismo.

O porfiroblasto de granada (~0,9 cm) da amostra SN-96 apresenta variações composicionais sutis. O grão é xenoblástico, arredondado, levemente alongado de acordo com a foliação, que se amolda ao grão, porém sua sombra de pressão é menos desenvolvida que da amostra anterior e grão é considerado sin-tardi S_2 . A foliação interna é definida por inclusões que marcam padrão subconcordante com a foliação externa. No total 37 análises pontuais foram realizadas para a composição do perfil, acompanhando foliação interna. As baixas concentrações de espessartita e grossulária são típicas e não há variações ao longo do grão (figura 6.3b). Almandina possui teores menores no centro do cristal, aumentando gradativamente em direção a borda. As maiores variações ocorrem com relação ao piropo: no centro do cristal as maiores concentrações são observadas ($\text{alm}_{80,6}\text{prp}_{16,3}\text{grs}_{1,6}\text{sps}_{1,4}$ e $X_{\text{Mg } 0,17}$), caindo gradativamente próximo às bordas do grão ($\text{alm}_{82,6}\text{prp}_{12,6}\text{grs}_{2,0}\text{sps}_{1,7}$ e $X_{\text{Mg } 0,13}$). As variações, ainda que pouco expressivas, sugerem que o pico de temperatura foi atingido próximo à borda do cristal, devido a teores mais altos de Fe^{2+} .

Figura 6.3 – Perfis composicionais para granada da *Klippe* Serra da Natureza; a. SN-52, com feições de substituição mais desenvolvidas; b. SN-96, com feições de substituição menos desenvolvidas. Grãos sin S_2 .

6.2 MICAS

As micas são filossilicatos que apresentam estrutura em camadas, com folhas silício-oxigênio, em que três dos quatro oxigênios em cada tetraedro (SiO_4) são compartilhados com

tetraedros vizinhos, formando anéis hexagonais e com hidroxila ocupando seu centro. As folhas são ligadas por cátions mono ou divalentes. As micas podem ser separadas em dois grupos com base na ocupação dos três octaedros equivalentes em sua estrutura; quando dois dos octaedros são ocupados, a mica é classificada como dioctaédrica ou mica branca e se todos os octaedros são ocupados, a mica é denominada trioctaédrica ou mica escura (Guidotti, 1984). A fórmula estrutural da mica branca é $A(M1+M2)_2T_4O_{10}(OH)_2$ e da mica escura $A(M1+M2)_3Si_4O_{10}(OH)_2$. A posição A é ocupada por K, Na ou Ca, podendo também apresentar Ba, Rb e Cs. Os sítios M1 e M2 são preenchidos por Al, Mg e Fe com Mn, Cr, Ti e Li. Na posição T estão Si e Al, às vezes, Fe^{3+} e Ti, e a proporção Si:Al é de 6:2 ou 4:4 na mica branca e 6:2 na mica escura.

Muscovita, margarita e paragonita são os representantes da mica branca. Esses três membros finais não se combinam são soluções sólidas completas, pois ocorrem hiatos de miscibilidade. Fengita (Fe^{2+} , Mg no sítio octaédrico) e celadonita (Fe^{3+} no sítio octaédrico) também pertencem ao grupo (Guidotti, 1984). No presente trabalho as fórmulas estruturais para muscovita foram calculadas em base anidra e contendo onze oxigênios.

Na mica trioctaédrica as maiores variações composicionais são descritas com quatro membros-finais (Guidotti, 1984):

- flogopita – $KMg_3(AlSi_3O_{10})(OH)_2$;
- annita – $KFe_3(AlSi_3O_{10})(OH)_2$;
- eastonita – $K(AlMg_2)(Al_2Si_2O_{10})(OH)_2$;
- siderofilita – $K(AlFe_2)(Al_2Si_2O_{10})(OH)_2$.

A grande variedade composicional das micas escuras permite a sua ocorrência em vasto campo *P-T* do metamorfismo, sendo suas variações composicionais importantes para cálculos termobarométricos. As fórmulas estruturais, nesse trabalho, foram calculadas com base anidra e contendo onze oxigênios.

6.2.1 Biotita

Os grãos de biotita examinados nas rochas da *Nappe* Andrelândia ocorrem na matriz, orientados segundo S_2 , tanto no Xisto Santo Antônio (SN-27), quanto no Xisto Serra da Boa Vista (SN-160). Em ambas as unidades, a biotita apresenta concentração maior de Mg do que Fe^{2+} ($X_{Mg} \sim 0,56$ para o Xisto Santo Antônio e $X_{Mg} \sim 0,53$ para o Xisto Serra da Boa Vista). As correlações negativas apresentadas entre Si e Al (figura 6.4a-d) indicam os principais vetores de troca que controlam a variação composicional no sítio tetraédrico, entre Si e Al^{iv} , que podem estar acompanhados pela entrada de Mg, Fe^{2+} , Ti, nos sítios octaédricos e K no sítio A. A troca entre Al octaédrico por Fe^{2+} e Ti é menos representativa no Xisto Santo Antônio (figura 6.4d).

Os teores de Ti variam entre 0,076 e 0,096 a.p.f.u.. A biotita da amostra do Xisto Serra da Boa Vista apresenta teores mais elevados de Ti (entre 0,083 e 0,120 a.p.f.u.) do que a do Xisto Santo Antônio e conforme observado na figura 6.4a a substituição *tschermak* ocorre, mas não é responsável por grandes variações composicionais.

Figura 6.4 – Diagramas binários para biotita da *Nappe* Andrelândia (SN-27 e 160); a. substituição *tschermak*; b. substituição $KAl^{IV} \leftrightarrow \square Si$; c. substituição $TiAl^{IV} \leftrightarrow SiAl^{VI}$; d. substituição $Fe^{2+}Ti \leftrightarrow Al^{VI}$. Valores em a.p.f.u. baseados em 11 O.

Na *Nappe* Liberdade grãos de biotita foram analisados em amostras coletadas da base para o topo, SN-161, SN-128 e SN-64, respectivamente. As trocas entre Fe^{2+} e Mg ocorrem preferencialmente na porção intermediária da estrutura (figura 6.5a) observadas por correlações negativas. Bem pronunciada é a entrada de Al no sítio tetraédrico, acompanhada de K para o balanço de cargas, no lugar do Si (figura 6.5b), sempre apresentando tendência negativa. As substituições que envolvem a entrada de Ti e Mg no sítio octaédrico no lugar de Al também são bem marcadas, apresentando correlação negativa (figura 6.5c-d). As amostras da porção basal (SN-161) e intermediária (SN-128) da estrutura possuem concentrações muito parecidas de Fe^{2+} , Mg (X_{Mg} entre 0,47 e 0,49) e Ti (entre 0,088 e 0,138 a.p.f.u.). No entanto, a amostra do topo da estrutura (SN-64) registra diferenças entre os grãos analisados, sendo selecionados grãos da matriz, em borda de granada, borda de estauroлита e inclusos em granada. Os resultados mostram comportamento congruente entre os cristais em “sistema aberto” e discordante de cristais incluso em granada. Os inclusos em granada apresentam os maiores teores de Mg, $X_{Mg} \sim 0,56$, enquanto em outros domínios os grãos apresentam menores teores do elemento, $X_{Mg} \sim 0,47$ (figura 6.5a).

Os teores de Ti são análogos ao Mg, em que na matriz estão entre 0,077 e 0,106 a.p.f.u. e são menores que nas outras porções.

Figura 6.5 – Diagramas binários para biotita da *Nappe* Liberdade (SN-64, 128 e 161); a. Fe vs. Mg; b. substituição $KAl^{IV} \leftrightarrow Si$; c. substituição $TiAl^{IV} \leftrightarrow SiAl^{IV}$; d. substituição $MgTi \leftrightarrow Al^{IV}$. Valores em a.p.f.u. baseados em 11 O.

Foram analisados cristais de biotita em duas amostras de rochas da *Klippe* Serra da Natureza e em três contextos texturais: cristais orientados na matriz, em borda de granada e inclusos em granada. Na amostra SN-52 os cristais mostram-se mais homogêneos com relação à razão de Fe/Mg (figura 6.6a), com X_{Mg} entre 0,47 e 0,49. As diferenças são nos teores de Al, mais altos em grãos em contato com granada (figura 6.6b). Seja qual for a textura analisada os grãos de biotita, da amostra SN-52, apresentam altos teores de Ti (entre 0,158 e 0,221 a.p.f.u.). A amostra SN-96 possui teores de Ti menos variado e alto (entre 0,210 e 0,236 a.p.f.u.) entre as diferentes texturas. As variações composicionais são mais pronunciadas na amostra SN-52, principalmente quando Ti está envolvido (figura 6.6c-d), apresentando correlações negativas pronunciadas, principalmente se comparadas a Mg e Al^{IV} . No tocante a concentração de Fe^{2+} e Mg, os cristais da matriz são mais empobrecidos em Mg e enriquecidos em Fe^{2+} (figura 6.6a), com $X_{Mg(matriz)} \sim 0,42$, $X_{Mg(borda\ de\ granada)} \sim 0,46$ e $X_{Mg(incluso\ em\ granada)} \sim 0,49$. Seus vetores de trocas são mais sutis, com linhas de correlações negativas de baixo ângulo (figura 6.6b-d).

Figura 6.6 - Diagramas binários para biotita da *Klippe* Serra da Natureza (SN-52 e 96); a. Fe vs. Mg; b. substituição *tschermak*; c. substituição $MgSi \leftrightarrow TiAl^{IV}$; d. substituição $Al^{VI}Si \leftrightarrow TiAl^{IV}$. Valores em a.p.f.u. baseados em 11 O.

6.2.2 Muscovita

Na *Nappe* Andrelândia grãos de muscovita pertencentes à matriz, que definem a foliação S_2 , foram examinados das duas amostras da estrutura, SN-27 e 160. A composição da muscovita é homogênea entre as duas amostras. Em ambas as amostras, correlação negativa de Al e Ti contra Si e Mg contra Al e Na contra K é observada, além de correlação positiva entre Na e Al (figura 6.7a-d).

A amostra do Xisto Santo Antônio (SN-27) apresenta maior variação composicional, com teores altos de Na, 0,18 a.p.f.u., baixos de Ti, 0,02 a.p.f.u. (figuras 6.7b-d), além de apresentar baixo X_{Mg} , 0,36, e correlações negativas entre Fe^{2+} e Ti contra Al (figura 6.7c), Mg contra Si (figura 6.7b) e correlação positiva entre Na e Si (figura 6.7b), sugerindo os principais vetores de troca. No Xisto Serra da Boa Vista (SN-160), a composição da muscovita apresenta correlação positiva entre Mg e Si (figura 6.7b), contudo a variação composicional é menor, com concentrações mais baixas de Na, 0,12 a.p.f.u., maiores de Ti, 0,05 a.p.f.u. (figuras 6.7b-d) e valores de X_{Mg} altos, 0,60. Os teores de K são maiores para o Xisto Serra da Boa Vista, 0,85 a.p.f.u., e menores para o Xisto Santo Antônio, 0,78 a.p.f.u., o que contrasta, como esperado, com a concentração de Na na muscovita dessas rochas (figuras 6.7b-d).

Figura 6.7 – Diagramas binários para muscovita da *Nappe* Andrelândia (SN-27 e 160); a. Al *vs.* Si; b. Na, Ti, Fe²⁺ e Mg *vs.* Si; c. Na, Ti, Fe²⁺ e Mg *vs.* Al; d. Na, Ti, Fe²⁺ e Mg *vs.* K. Valores em a.p.f.u. baseado em 11 O.

Na *Nappe* Liberdade foram analisadas grãos de muscovita em três amostras (SN-64, 128 e 161). No paragnaisse migmatítico da base da estrutura (SN-161) os grãos analisados estão orientados em S₂. Os resultados apontam correlações negativas entre Na contra Si (figura 6.8c), Mg contra Al e K contra Al (figura 6.8d), e correlações positivas entre Mg contra Si (figura 6.8c), Na contra Al (figura 6.8d). A distribuição de Fe²⁺ é uniforme (~0,06 a.p.f.u.), mas algumas análises não apresentam qualquer teor de Fe e valores muito baixos de Ti (~0,03 a.p.f.u.), entretanto, ocorrem anomalias positivas do elemento (até 1 a.p.f.u.). Na porção intermediária da estrutura (SN-128), os cristais de muscovita do paragnaisse migmatítico são orientados na foliação S₂ e apresentam correlação negativa de Ti contra Al (figura 6.8d). A distribuição de Fe²⁺ é uniforme (~0,06 a.p.f.u.), enquanto Na e Mg são ausentes. Na amostra do topo da estrutura (SN-64), foram analisados cristais em duas texturas diferentes: orientados segundo S₂ e desorientados, muito finos, associados à borda de cianita, em que os padrões são similares, correlações negativas entre Na contra Si e K (figuras 6.8c e e), Fe, Mg e Ti contra Al (figura 6.8d); e, correlações positivas de Ti e Mg contra Si (figura 6.8c) e Na contra Al (figura 6.8d). Os grãos orientados têm a maior variação de K, Al e Si e menores concentrações de Ti se comparados aos cristais desorientados da mesma amostra, respectivamente 0,01 e 0,03 a.p.f.u. Se comparadas, as três amostras apresentam valores semelhantes de Mg, Fe²⁺, Ti e Na, excetuando a amostra da porção intermediária (SN-128) que não tem Mg e Na, refletida em teores maiores de Si e Al (figura 6.8a), além de possuírem correlações positivas entre Al contra Si (figura 6.8a). A amostra do topo (SN-

64) possui menores concentrações de K (figura 6.8b).

Figura 6.8 – Diagramas binários para muscovita da *Nappe* Liberdade (SN-64, 128 e 161); a. Al *vs.* Si; b. K *vs.* Al; c. Na, Ti, Fe²⁺ e Mg *vs.* Si; d. Na, Ti, Fe²⁺ e Mg *vs.* Al; e. Na, Ti, Fe²⁺ e Mg *vs.* K. Valores em a.p.f.u. baseado em 11 O.

Os grãos de muscovita analisados nas amostras da *Klippe* Serra da Natureza são aqueles que formam aglomerados de grãos desorientados, de granulação muito fina e relacionados a coroas que envolvem grãos de cianita. Na amostra SN-52 essas feições são mais bem desenvolvidas que a amostra SN-96, em que os efeitos do retrometamorfismo são menos intensos. A muscovita da amostra SN-96 apresenta teores mais baixos de Mg do que na amostra SN-52, máximos respectivos de 0,075 a.p.f.u. e 0,084 a.p.f.u. Em relação ao Si a maior concentração na amostra SN-96 é de 3,047 a.p.f.u., ao passo que na amostra SN-52 a concentração mínima encontrada é de 3,048 a.p.f.u. (figura 6.9a). Já os teores de K mostram-se maiores na amostra SN-96 se comparados à amostra SN-52 (Figura 6.9b).

Segundo Massonne & Schreyer (1987) teores mais elevados de Mg e Si, em fengita (mica branca rica em Mg), podem refletir pressões maiores ou temperaturas menores. Neste caso, concentrações mais elevadas desses cátions nos grãos analisados com feições de substituição mais desenvolvidas (SN-52) devem representar temperaturas baixas, relacionadas ao retrometamorfismo. Os teores de Fe²⁺, Ti, Na e Al da muscovita são semelhantes nas duas amostras, com ligeira tendência a concentrações menores de Ti e Al na amostra SN-96. Em ambas as amostras os teores de Ti apresenta grande variação com correlação negativa com o Al (figura 6.9d); Al e Si apresentam correlação negativa (figura 6.9a) e K e Si positiva (figura 6.9b).

Figura 6.9 – Diagramas binários para muscovita da *Klippe* Serra da Natureza (SN-52 e 96); a. Al *vs.* Si; b. K *vs.* Si; c. Na, Ti, Fe²⁺ e Mg *vs.* Si; d. Na, Ti, Fe²⁺ e Mg *vs.* Al. Valores em a.p.f.u. baseado em 11 O.

6.3 CLORITA

O grupo da clorita pertence à classe dos filossilicatos e pode ser representado por combinações entre quatro membros finais, baseados nas substituições entre Mg, Fe²⁺, Ni e Mn:

- clinocloro: (Mg₅Al)(AlSi₃)O₁₀(OH)₈ ;
- chamosita: (Fe₅Al)(AlSi₃)O₁₀(OH)₈ ;
- nimita: (Ni₅Al)(AlSi₃)O₁₀(OH)₈ ;
- pennantita: (Mn,Al)₆(Si,Al)₄O₁₀(OH)₈;

apesar de espécies de Zn, Li e Ca também serem conhecidas. Os membros mais comuns são os constituídos por Mg e Fe²⁺. Sua estrutura é composta por camadas em estrutura “sanduíche” 2:1, em que se alternam camadas de coordenação tetraédrica, octaédrica e novamente tetraédrica, que são separadas por camadas de composição e estruturas semelhantes a da brucita (Mg(OH)₂), sendo repetidas pelo “sanduíche” 2:1 (Klein, 1999).

A clorita foi analisada apenas na amostra do Xisto Santo Antônio da *Nappe* Andrelândia. Os cristais examinados estão relacionados às bordas de granada, estauroлита ou biotita. Ocorrem desorientadas e são interpretados como produtos de retrometamorfismo. Os cristais são composicionalmente homogêneos, com teores de Mg maiores que os de Fe²⁺ (X_{Mg} 0,609 a 0,618) e teores muito baixos de Ca, Ni, Zn e Mn. A fórmula estrutural representativa é:

6.4 FELDSPATOS

Os feldspatos são os tectosilicatos mais abundantes em rochas crustais. Suas densidades relativamente baixas e as variações composicionais apresentadas pelo grupo fornecem importantes subsídios para a determinação das condições *P-T* de metamorfismo. Grande parte dos geobarômetros utiliza reações que envolvem plagioclásio. A presença abundante de Al, cátion comum coordenação tetraédrica, propicia substituição pelo Si, sendo que o com balanço de carga requer substituição acoplada com elementos alcalinos, Ca, K e Na, dando origem a aluminossilicatos com a unidade fundamental (Si, Al)O₄ (Deer *et al.*, 1982). A fórmula geral dos feldspatos é MT₄O₈; quando M é ocupado por K ou Na, T é ocupado por Al + 3Si, e quando M é ocupado por Ca, T é preenchido por 2Al + 2Si. O sítio T apresenta coordenação tetraédrica, sendo que cada oxigênio pertence ao vértice de dois tetraedros. Os tetraedros aos quais são ocupados por Al, precisam ser balanceados e são supridos por elementos alcalinos ou alcalino-terrosos.

Os feldspatos são divididos em duas soluções binárias, o feldspato alcalino, com albita (NaAlSi₃O₈) e feldspato potássio (KAlSi₃O₈) como membros finais e plagioclásio com os membros finais albita (NaAlSi₃O₈) e anortita (CaAl₂Si₂O₈). As variações estão relacionadas à substituição KNa₋₁, na primeira, e NaSiCa₋₁Al^{IV}₋₁, na segunda. A albita ocorre nas duas séries, pois o raio iônico do Na é intermediário aos do K e Ca, encaixando-se nas duas soluções sólidas. Soluções sólidas ternárias podem ser formadas em condições ígneas ou metamórficas de temperatura alta, e durante o resfriamento, reajustes forçam a desmistura da solução ternária em duas binárias, originando pertita, mesopertita e antipertita.

Os cálculos de fração molar de cada membro final segue (6.6 a 6.8):

$$\text{anortita (an): } \left(\frac{\text{Ca}}{\text{Ca} + \text{Na} + \text{K}} \right) * 100 \quad (6.6)$$

$$\text{albita (ab): } \left(\frac{\text{Na}}{\text{Ca} + \text{Na} + \text{K}} \right) * 100 \quad (6.7)$$

$$\text{ortoclásio (or): } \left(\frac{\text{K}}{\text{Ca} + \text{Na} + \text{K}} \right) * 100 \quad (6.8)$$

6.4.1 Plagioclásio

Grãos de plagioclásio da matriz das duas amostras pertencentes às rochas da *Nappe* Andrelândia foram analisados. Em ambas as amostras os grãos apresentam zonamento composicional sutil entre núcleo e borda, com as últimas mais ricas em Ca. Os grãos da amostra do Xisto Santo Antônio (SN-27) apresentam valores mais elevados de anortita do que os grãos

do Xisto Serra da Boa Vista. No primeiro a composição varia entre $An_{27,5} - 32,2$, com concentração mais frequente de $An_{30,2}$. (figura 6.10a). No Xisto Serra da Boa Vista (SN-160) a composição mais frequente é $An_{22,5}$, com maior variação composicional entre $An_{17,6} - 25,9$. (figura 6.10a).

Da *Nappe* Liberdade plagioclásio só ocorre nos paragneisses migmatíticos, não ocorrendo no xisto do topo. Os grãos ocorrem tanto no mesossoma quanto no leucossoma e, em ambas as situações e amostras, apresentam pequenas variações composicionais entre núcleo e borda, com o primeiro mais rico em anortita. Os grãos da amostra da base da *nappe* (SN-161) apresentam as maiores variações composicionais com $An_{23,2} - 31,9$. Já na amostra intermediária da estrutura (SN-128), ocorrem grãos com concentrações mais elevadas de Ca, leucossoma, $An_{25,5}$, contra $An_{24,4}$, no mesossoma (figura 6.10b).

Figura 6.10 – Diagramas ternários de feldspatos; **a**: plagioclásio da *Nappe* Andrelândia; **b**: plagioclásio da *Nappe* Liberdade; **c**: feldspato alcalino da *Klippe* Serra da Natureza; **d**: peritita da *Klippe* Serra da Natureza.

6.4.2 Feldspato alcalino

Feldspato alcalino só é observado nos paragneisses da *Klippe* Serra da Natureza, ocorrendo em toda matriz da rocha, orientados na foliação, tanto no leucossoma, quanto no mesossoma. Em rochas mais deformadas ocorre como porfiroclastos, com bordas recristalizadas. Raramente ocorre com feições de desmistura, quando isso acontece, a exsolução é de albite. O feldspato alcalino de ambas as amostras (SN-52 e SN-96) apresenta composição semelhante, com variação de cerca de 10% na concentração de ortoclásio (Or_{80-90}) que não parece relacionada à textura ou a posição da análise no grão, ou seja, borda ou núcleo. Porém a composição média é

Or₈₆, com a quantidade de anortita desprezível ou inexistente (figura 6.10c).

6.4.2.1 Pertita

O feldspato da amostra SN-52, localizada na *Klippe* Serra da Natureza, é pertítico. Os cristais analisados apresentam exsoluções de morfologia em gotas ou em caixa. A composição do grão hospedeiro é idêntica à dos grãos que não apresentam exsoluções com Or_{84,2 - 86,5}. As análises nas lamelas de exsoluções são difíceis de serem realizadas, pois estas são muito finas, praticamente da dimensão do feixe da microsonda, geralmente quando analisadas fornecem composições de mistura entre hospedeiro e lamela; em alguns casos as lamelas são observadas opticamente, mas por não estarem aflorantes na superfície da seção delgada não podem ser analisadas. As que foram analisadas são sódicas, Ab_{73,5} e An₂₅ (figura 6.10d).

6.5 **ESTAUROLITA**

Estaurolita é nesossilicato comum em xistos pelíticos, mineral índice e diagnóstico de fácies anfíbolito. A estrutura do mineral é formada por camadas idênticas à cianita, separadas por camada de Fe, Al, O, OH. As camadas de cianita são constituídas por cadeias de octaedros [M(1A) e M(1B)] ocupados por Al, sendo ligados por suas arestas e estendem-se infinitamente na direção do eixo *c*. Praticamente não há substituições nesses sítios, gerando a fórmula geral Al₂SiO₅. Na cianita essas camadas alinham-se paralelas aos eixos *a* e *c*, já na estaurolita está camada está paralela aos eixos *b* e *c*. Entre cada quatro camadas de cianita ocorre uma de óxido-hidróxido composta de Fe²⁺, Al, O e OH [$\sim$ Al^{VI}_{0,7} Fe^{IV}₂ O₂ (OH)₂], as quais se alternam paralelamente a (010). A camada óxido-hidróxido é formada por cadeias de octaedros [M(3A) e M(3B)], que se estendem paralelamente ao eixo *c*. Lateralmente seus vértices estão ligados simultaneamente a um vértice de tetraedro [T(2)] e a um de octaedro [M(4A) ou M(4B)], os quais compartilham faces. A ocupação dos sítios T(2) e M(4) são altamente ordenadas, pois como seus tamanhos não variam, não é possível a ocupação de dois sítios contíguos; deste modo, se T(2) está ocupado, os sítios M(4) apresentam vacâncias e vice-versa. O H apresenta quatro posições na estrutura da estaurolita, estando ligado aos ânions de oxigênio que são compartilhados pelos sítios T(2) e M(3A) ou M(3B), formando hidroxilas, sendo impossível a ocupação de todas as posições (Hawthorne *et al.*, 1993). Os cálculos de fórmula estrutural foram feitos com base anidra e contendo 46 oxigênios. Foram analisados cristais de estaurolita em rochas da *Nappe* Andrelândia (Xisto Santo Antônio) e nas três amostras da *Nappe* Liberdade, paragneisses e xisto.

Os grãos de estaurolita analisados no Xisto Santo Antônio (SN-27), *Nappe* Andrelândia, apresentam pequena variação composicional em relação ao X_{Mg} e Ti entre núcleo e borda dos

grãos, ambos com valores menores nas bordas do grão (de X_{Mg} 0,21 a 0,18 e Ti $\sim$ 0,16 a 0,08 a.p.f.u.). Pequena variação composicional ocorre no sítio T(1) entre Al e Si, apresentando correlações negativas, com valores variando no máximo em 0,4 a.p.f.u. (figura 6.11a).

Na *Nappe* Liberdade os grãos examinados são interpretados como produto de retrometamorfismo, pois são idioblásticos e estão relacionados às bordas de cianita, com muscovita muito fina e desorientada associada. A exceção é a amostra SN-64, no topo da estrutura, que apresenta grãos de estauroлита retrometamórficos e também subidioblásticos, orientados segundo S_2 , os quais são interpretados como gerados durante a progressão do metamorfismo. A composição dos grãos da amostra apresenta padrões análogos na distribuição de X_{Mg} e Ti aos das amostras da *Nappe* Andrelândia, com zonamento composicional núcleo-borda, com diminuição das concentrações de Mg e Ti, relacionadas ao sítio T(1), em direção às bordas (figura 6.11a). As amostras dos paragneisses, da base da *Nappe* Liberdade (SN-161), e da porção intermediária, (SN-128), apresentam distribuição de Fe^{2+} , Mg, Ti, Al e Si semelhantes, ao passo que, a amostra do topo (SN-64) as concentrações de Fe^{2+} e Mg são mais elevadas (figura 6.11b), compensado por menores valores de Al e Si (figura 6.11a). Nessa amostra (SN-64) não há variações expressivas entre os cristais em textura progressiva e retrogressiva. Se comparadas à estrutura subjacente os cristais de estauroлита da *Nappe* Liberdade apresentam teores mais baixos de Mg, sugerindo estabilização em temperaturas mais altas.

Figura 6.11 – Diagramas binários para estauroлита *nappes* Andrelândia e Liberdade (SN-27, 64, 128 e 161); **a**: Substituição Al $\leftrightarrow$ Si; **b**: Fe^{2+} vs. Mg. Símbolo preenchido para a *Nappe* Andrelândia e vazio para *Nappe* Liberdade. Valores em a.p.f.u. baseados em 46O.

6.6 RUTILO

A fórmula estrutural do rutilo é AO_2 , em que o principal cátion da posição A é o Ti, podendo ainda ocorrer uma série de elementos com alta densidade de carga (HFSE, *high field strenght elements*), tais como Zr, Nb, Mo, Sn, Sb, Hf, Ta e W (Zack *et al.*, 2004). O rutilo só admite cátions com raio atômico pequeno, tendo coordenação seis. Para haver neutralidade elétrica, somente estão preenchidos metade das posições A e existem apenas três cátions agrupados em torno de cada oxigênio (Dana & Hurlbut, 1984).

As análises realizadas em grãos de rutilo têm como finalidade a utilização do geotermômetro Zr em rutilo que utiliza a associação: rutilo, quartzo e zircão. A química, condições de utilização do termômetro e resultados são pormenorizados no capítulo 7.

6.7 MONAZITA

Como o rutilo as análises químicas em grãos de monazita têm o objetivo específico direto: a obtenção de idades químicas das rochas estudadas. Maiores detalhes sobre estrutura cristal química do mineral e resultados obtidos serão apresentados no capítulo 8.

7 METAMORFISMO E TERMOBAROMETRIA

7.1 INTRODUÇÃO

O objetivo principal do presente trabalho é a determinação das condições do metamorfismo das rochas dos três segmentos do Sistema de *Nappes* Andrelândia, na região entre Andrelândia e Arantina, mais especificamente, nas cercanias da Serra da Natureza. No presente capítulo são apresentadas e discutidas a distribuição dos minerais índices e das associações minerais em campo, os cálculos das condições P - T de cada nappe e suas relações metamórficas.

7.1.1 Conceitos introdutórios

Metamorfismo diz respeito aos processos de transformação que a rocha experimenta em resposta a novas condições de pressão (P) e temperatura (T) à qual é submetida após sua formação. As transformações manifestam-se de duas formas principais: mudança de fases, em que são cristalizados novos minerais, e mudanças de textura, em que há recristalização de minerais (Yardley, 1989). Isógrada é a superfície representada por uma linha em mapa que marca a região do primeiro aparecimento de um mineral índice, ou de uma associação mineral índice, delimitando duas zonas metamórficas. A isógrada define que alguma reação metamórfica, característica de determinadas condições P - T , foi cruzada, permitindo realizar o mapa das zonas metamórficas (Winter, 2001).

Termobarometria é o nome dado ao conjunto de técnicas que procura estimar as condições P - T às quais a rocha foi submetida durante o metamorfismo. Os valores de P e T podem ser determinados através da dependência que a constante de equilíbrio da reação (K), relacionada à composição dos minerais, tem com essas variáveis intensivas (Winter, 2001). Para determinação da temperatura, reações denominadas geotermômetros são utilizadas, as quais têm como características a grande variação de entropia e pouca variação de volume molar, sendo pouco dependentes da pressão. Os minerais envolvidos trocam elementos com raios iônicos semelhantes entre sítios de mesma coordenação e, em diagrama P - T , as reações apresentam grande inclinação. A determinação de pressão é realizada por geobarômetros, reações em que há variação de entalpia, entropia e de volume molar e quando projetadas em diagrama P - T apresentam baixa inclinação. Os minerais envolvidos trocam elementos de raios iônicos diferentes entre sítios cristalográficos diferentes. Uma boa estimativa de pressão e temperatura depende da escolha adequada do termômetro e do barômetro a serem utilizados (Spear, 1993).

Para calcular as condições do pico do metamorfismo e reconstruir trajetórias P - T foram

fundamentais a realização de petrografia e análises de química mineral. Desse modo, foram utilizados grades petrogenéticas e diagramas de fases disponíveis na literatura, geotermobarômetros clássicos e banco de dados termodinâmicos internamente consistente (THERMOCALC). Os cálculos das condições P - T também foram balizados por dados calculados e disponíveis para as rochas região por outros pesquisadores e observações petrográficas aliadas aos campos de estabilidade das associações minerais delimitados nas grades petrogenéticas.

7.2 FERRAMENTAS A DISPOSICÃO

7.2.1 Diagramas de fases

As rochas metamórficas são quimicamente complexas, constituídas por grande número de minerais. Para entender a formação da rocha é necessário saber quantos minerais podem coexistir de maneira estável e em equilíbrio. Na petrologia metamórfica consideramos minerais puros e as soluções sólidas com dois ou mais membros-finais. O sistema químico que representa essas fases é composto por componentes químicos. Por exemplo, o sistema contendo andaluzita, cianita e sillimanita, é composto por um único componente, Al_2SiO_5 , mas ao adicionarmos as fases coríndon (Al_2O_3) e quartzo (SiO_2), o mesmo deverá ser descrito com dois componentes: Al_2O_3 e SiO_2 . A regra das fases é que relaciona componentes, fases, variáveis intensivas e graus de liberdade (ou variância) de um sistema químico e quando duas variáveis intensivas, no caso do metamorfismo, P e T , são as mais importantes no sistema, a regra das fases é expressa por (equação 7.1):

$$F = C - P + 2, \quad (7.1)$$

em que F é o grau de liberdade, C o número de componentes e P é o número de fases do sistema.

O diagrama de fases ilustra a relação das fases de um sistema e quando mostrado em função da T e P é denominado de grade petrogenética. Algumas dessas grades podem ser elaboradas com P ou T fixa e em um dos eixos ter uma variável composicional, como por exemplo, X_{Mg} . Em ambos os tipos, os campos de estabilidade das associações minerais são delimitados.

O sistema modelo K_2O - FeO - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O (KFMASH) tem sido intensivamente estudado durante as últimas décadas, onde foram desenvolvidas grades petrogenéticas e pseudoseções para rochas metapelíticas, determinando campos de estabilidades para diversas associações minerais. As primeiras grades qualitativas para o sistema foram baseadas em paragêneses minerais naturais e dados experimentais (*e.g.* Albee, 1965; Pattison & Tracy, 1991; Carrington & Harley, 1995), e as mais modernas são baseadas em bancos de dados internamente

consistentes (e.g. Spear & Cheney, 1989; Powell & Holland, 1990; Wei & Powell, 2003). Com foco em minerais aluminosos e ferromagnesianos, acompanhados de outros minerais que ocorrem no sistema, tais como quartzo, muscovita, feldspato potássico e aluminossilicatos, as grades petrogenéticas no sistema KFMASH são ferramentas poderosas para descrever o equilíbrio mineral em metapelitos. Embora eficiente, as grades do sistema KFMASH desconsideram a presença de outros componentes presentes nas rochas, tais como Na_2O , CaO , TiO_2 , Fe_2O_3 e MnO . Obviamente, quanto mais completo o sistema, maior será sua semelhança com as rochas verdadeiras e melhor será a compreensão dos equilíbrios minerais envolvidos.

A utilização das grades petrogenéticas é sempre feita com o auxílio dos diagramas de compatibilidade, nos quais é possível investigar o efeito de diferentes composições de rocha sobre as associações minerais possíveis para as mesmas condições P - T , assim estabelecendo se diferentes amostras têm diferentes associações minerais porque foram metamorfozadas em condições distintas ou se diferem em sua composição química.

Neste trabalho foram utilizadas como referência as grades petrogenéticas de: Vielzeuf & Hollaway (1988), Spear & Cheney (1989), Powell & Holland (1990), Powell *et al.*, 1998, Spear *et al.*, 1999, White *et al.*, 2007 e Spear & Cheney (inédito, disponível na página pessoal do Prof. Dr. Frank S. Spear, acesso em 16 de julho de 2009).

Os diagramas de compatibilidade são normalmente triangulares, assim o sistema tem que ser reduzido a três componentes e traçados para pressões e temperaturas fixas. Minerais puros são representados por pontos e soluções sólidas por linhas. As associações minerais são representadas por linhas de conexão (*tie lines*) que ligam as fases em equilíbrio, umas as outras. Em associações divariantes, além das fases em excesso, as linhas de conexão definem um triângulo, em associações trivariantes, dois minerais coexistem, sendo ligados por uma linha, e nas quadrivariantes, só um mineral ocorre, definindo um ponto. Os minerais não conectados pelas linhas de conexão não podem coexistir em equilíbrio nas condições P - T investigadas. Como já citado, os sistemas são mais complexos, portanto a interpretação é simplificada neste tipo de projeção. Porém, esses diagramas não só ilustram as mudanças de associações minerais como também é possível inferir as reações que ocorreram, pois quando dois minerais reagem entre si, a linha de conexão que os unia desaparece, dando origem a outra linha que liga os novos minerais formados, produtos da reação metamórfica.

Assumindo que a rocha pelítica é saturada em quartzo e H_2O , o sistema KFMASH pode ser reduzido a um tetraedro com vértices Al_2O_3 , MgO , FeO e K_2O . Associações que incluem muscovita (ou feldspato potássico) e quartzo em excesso podem ser representadas em projeções bidimensionais, projetando-se a partir da aresta KAl_3O_5 . A projeção é feita na face Al_2O_3 - MgO -

FeO (AFM), é aplicável a amplo campo composicional e de condições metamórficas. Thompson (1957) escolheu uma projeção do plano $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-MgO-FeO}$, do tetraedro, a partir da muscovita, que, além de estar presente na grande maioria das associações de rochas metapelíticas, apresenta menor variação na composição ($\text{KAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$), isto é, um ponto na aresta KAl_3O_5 .

7.2.2 Termômetro Zr-em-rutilo (Zr-em-Rt)

O rutilo é comumente encontrado como mineral acessório, tanto em rochas ígneas, como em rochas metamórficas. Assim como o zircão, o rutilo concentra isótopos de U podendo ser usado para datação. Além disso, o rutilo é concentrador natural de elementos de carga elevada, tais como Ta, Hf, e Zr. A incorporação de Zr em sua composição é dependente da temperatura e pode ser usado como termômetro (Zack *et al.*, 2004). A termometria de zircônio em rutilo surgiu simultaneamente à termometria do teor de titânio em zircão (Watson *et al.*, 2006). A idéia é unir termômetro e cronômetro, assim, com uma análise em único ponto calibrar-se-ia a idade relativa àquela temperatura específica. Porém, atualmente, o termômetro de Zr-em-rutilo se mostra mais eficiente, enquanto a termometria de Ti-em-zircão está ainda em desenvolvimento (*e.g.* Harrison *et al.*, 2005; Hayden & Watson, 2007). Recentemente, vários estudos examinam o teor de Zr em rutilo em amostras que apresentam a associação quartzo-zircão-rutilo (*e.g.* Zack *et al.*, 2004; Watson *et al.*, 2006; Ferry & Watson *et al.*, 2007; Tomkins *et al.*, 2007). Nesses estudos foram identificadas as altas solubilidades de ZrO_2 em rutilo com o aumento da temperatura e em cada um foi apresentada calibração diferente do termômetro.

A calibração empírica de Zack *et al.* (2004) foi baseada em grãos de rutilo inclusos em granada e piroxênio, de 31 amostras naturais metamorfizadas em intervalo de temperatura de 430 a 1100 °C e cujas condições *P-T* foram calculadas anteriormente por vários métodos e por diversos autores. A partir da dispersão dos resultados foi realizada regressão logarítmica para estimar a temperatura e duas fórmulas diferentes foram propostas para o cálculo de *T*.

Watson *et al.* (2006) produziram calibração experimental realizada a pressões entre 10 e 14 kbar e intervalo de temperatura entre 675 e 1450 °C. Nos experimentos houve a produção de rutilo, zircão e quartzo ou líquido silicático, o último restrito aos experimentos de temperaturas mais elevadas. A calibração experimental do termômetro foi elaborada. Ferry & Watson (2007) revisaram os experimentos e modelos adotados anteriormente e notaram que o equilíbrio que controla o teor de Zr no rutilo dá-se por: $\text{ZrSiO}_4 = \text{ZrO}_2$ (em rutilo) + SiO_2 . Portanto, além da temperatura, a atividade de SiO_2 (a_{SiO_2}) também controla o teor de Zr, que diminui com o aumento do teor de SiO_2 . Foi proposta calibração que leva em conta a a_{SiO_2} permitindo a aplicação do termômetro para rochas insaturadas em sílica.

Todos esses estudos pioneiros levaram apenas em consideração o efeito da temperatura, sem o da pressão, obtendo-se termômetros em que os cálculos simplesmente ignoram o efeito e a dependência que a P tenha sobre o termômetro. Contudo, a substituição de Ti^{4+} por Zr^{4+} implica em aumento de volume do mineral, já que o raio iônico do Ti é de 0,68 Å e o do Zr é de 0,80 Å (Railsback, 2003). Deste modo, a pressão também é fator de influência na solubilidade de ZrO_2 no rutilo, que deve diminuir com o aumento da pressão.

Tomkins *et al.* (2007) apresentam dados experimentais no sistema $\text{ZrO}_2\text{-TiO}_2\text{-SiO}_2$, em pressões que variaram de 1 atm à 30 kbar. Para maior confiabilidade dos resultados os experimentos foram realizados com reversibilidade, isto é, os experimentos são realizados com grãos de rutilo puro, sem qualquer concentração de Zr, e com grãos com altas taxas de Zr, até que ambos se equilibrem com zircão e quartzo, ficando com teores de Zr iguais. A partir desses dados, o geotermômetro foi calibrado, para o campo do α -quartzo (equação 7.2):

$$T(^{\circ}\text{C}) = \frac{83,9 \pm 0,410P}{0,1428 - R \ln \varphi} - 273, \quad (7.2)$$

em que φ é o teor de Zr em ppm, P é a pressão em kbar e R é a constantes dos gases (0,0083144 kJ K⁻¹).

No presente trabalho será adotado o termômetro calibrado por Tomkins *et al.* (2007). Para isso, o cálculo de pressão deve ser feito de modo independente para a amostra investigada.

7.2.3 Termômetro granada-biotita (GB)

O termômetro granada-biotita foi um dos primeiros a ser calibrado com experimentos com reversibilidade Ferry & Spear (1978) e leva em consideração a reação de troca Fe-Mg entre os minerais através da reação (7.1):

A reação de troca ocorre entre os cátions Fe e Mg de modo contínuo, alterando a razão Fe/Mg nas fases envolvidas. A troca de íons também ocorre durante o resfriamento e como a velocidade de difusão é maior na biotita do que na granada, rochas com alta razão Bt/Grt são mais adequadas à aplicação do método (Spear & Florence, 1992).

Ferry & Spear (1978) foram os pioneiros na calibração experimental do termômetro e realizaram séries de experimentos com reversibilidade, com amostras sintéticas de granada e biotita. Todavia os autores consideram que granada e biotita são soluções sólidas ideais quando

envolvem a troca entre Fe e Mg, desconsiderando a influência de Mn e Ca na granada, Ti e Al^{VI} na biotita e Fe³⁺ em ambos.

Holdaway (2000) testou sua calibração anterior (Holdaway *et al.*, 1997), tomando como principal variável o modelo de atividade de granada utilizado. Três modelos de atividade foram tomados como base (Berman & Aranovich, 1996; Ganguly *et al.*, 1996; e, Mukhopadhyay *et al.*, 1997); quando combinados com dados experimentais até então disponíveis, seis modelos diferentes para o termômetro foram gerados e adicionalmente foram levados em consideração as variações geradas pela presença de outros elementos nas fases envolvidas. O autor sugere a utilização do modelo 5AV, que é que a média dos outros modelos formulados. Estimam-se erros absolutos em torno de ± 25 °C.

Wu & Cheng (2006) aplicam várias calibrações do geotermômetro disponíveis na literatura à amostras naturais de rochas metapelíticas e sugerem a utilização do termômetro calibrado por Holdaway (2000) para rochas de médio a alto grau metamórfico por apresentar maior coerência com as condições calculadas previamente. A sugestão de Wu & Cheng (2006) será seguida neste trabalho, portanto o geotermômetro GB utilizado será de Holdaway (2000).

7.2.4 Barômetro granada-aluminossilicato-quartzo-plagioclásio (GASP)

Para o barômetro granada-aluminossilicato-quartzo-plagioclásio (GASP) várias calibrações estão disponíveis na literatura, experimentais e termodinâmicas e o mesmo foi idealizado para ser aplicado em rochas pelíticas das fácies anfibolito, granulito e eclogito que apresentem a associação plagioclásio, granada, quartzo e aluminossilicato, baseado na reação de transferência de rede (*net-transfer reaction* - reação 7.2):

A reação de transferência de rede envolve fases de diferentes composições em que a transferência de íons ocorre entre sítios de coordenações diferentes nos minerais. O processo resulta em mudança da proporção modal das fases envolvidas e envolve vetores de troca acoplados (Spear, 1993; Winter, 2001).

Kretz (1959) reconheceu a sensibilidade nos teores de Ca em granada e plagioclásio como um geobarômetro em potencial, que anos depois foi calibrado experimentalmente por Ghent *et al.* (1976). Os primeiros experimentos com reversibilidade para o barômetro GASP foram feitos por Kozior & Newton (1988) e apresentam os resultados como curvas com diferentes K_D em diagrama *P-T*. Os autores estimam erro aproximado de 1 kbar para a calibração. Contudo, os

dados obtidos foram realizados apenas com os membros finais de Ca, ou seja, apenas com anortita e grossulária, sem levar em consideração soluções sólidas no plagioclásio e na granada.

Novas calibrações foram realizadas determinando valores de entalpia e entropia para a reação, considerando variações nas soluções sólidas, o que resulta em diferentes valores para a constante de equilíbrio da reação em diferentes locais do campo *P-T*. Porém, grande parte desses trabalhos assume que a granada e o plagioclásio se comportam como soluções sólidas ideais entre seus vários membros finais, respectivamente grossulária, piropo e almandina, e anortita e albita (*e.g.* Spear, 1993).

Holdaway (2001) apresentou recalibração do GASP usando modelos não ideais de atividade para granada e sugere que a aplicação do geobarômetro seja feita apenas para amostras em que a composição do plagioclásio seja com $X_{an} > 0,17$ e na granada $X_{grs} > 0,03$. Wu & Cheng (2006) testaram diversos geobarômetros em 355 amostras naturais e sugerem que para amostras contendo dois aluminossilicatos, cianita e sillimanita, seja usada a calibração do GASP de Holdaway (2001), que será utilizada neste trabalho. Ressalta-se que a utilização do geobarômetro depende de estimativa de temperatura independente, a fim de obter dados razoáveis de pressão.

7.2.5 Barômetro granada-biotita-muscovita-aluminossilicato-quartzo (GBMAS)

Para associações minerais pobres em Ca, com baixos teores de grossulária na granada ($X_{grs} < 0,03$) e de anortita no plagioclásio ($X_{an} < 0,17$), ou mesmo em associações com ausência de plagioclásio é inviável a utilização do GASP. A solução pode ser a utilização do barômetro granada-biotita-muscovita-aluminossilicato-quartzo (GBMAS), recentemente calibrado por Wu & Zhao (2007). O barômetro baseia-se na reação de transferência de rede, de grande variação volumétrica (reação 7.3):

Os autores desenvolveram calibração empírica, testando a equação em diversas amostras naturais, todas em fácies anfibolito de baixa a alta pressão. Os resultados são comparados com os obtidos pelo barômetro GASP, calibrado por Holdaway (2001), e reproduz os resultados com discrepâncias de no máximo 1,4 kbar, com média inferior a 1,0 kbar, para amostras contendo quaisquer dos polimorfos de aluminossilicatos. Wu & Zhao (2007) estimam o erro da calibração em torno de $\pm 0,8$ kbar, propagando-se os erros analíticos e os erros das calibrações utilizadas na comparação, não apresentando nenhuma tendência forçada dos resultados com respeito às variações de pressão, temperatura, teor de Fe^{2+} em granada, ou biotita e teor de Al^{VI} em

muscovita. A calibração é termodinamicamente compatível com o uso do termômetro GB e do barômetro GASP (Holdaway 2000, 2001, respectivamente), pois utiliza os mesmos modelos de atividades para as fases envolvidas.

7.2.6 Bancos de dados internamente consistentes

Nesse estudo foi utilizado o programa THERMOCALC (versão 3.32), disponível na página pessoal do Dr. Roger Powell (acesso em 19 de fevereiro de 2009), no modo de operação para cálculo de pressão e temperatura (estimativa *P-T*). O THERMOCALC é programa para cálculos termodinâmicos (Powell & Holland, 1988) que utiliza um banco de dados termodinâmicos internamente consistentes (Holland & Powell, 1998). A elaboração de banco de dados termodinâmicos internamente consistentes é técnica que tem evoluído muito com a grande quantidade de dados termodinâmicos disponíveis que são oriundos de diversos experimentos petrológicos. Todos os dados termodinâmicos são compilados a partir das mesmas condições padrão, sendo que o modelo de atividade adotado para uma fase é sempre o mesmo para todas as reações usadas em cálculos termobarométricos. Ainda a consistência do banco de dados é feita de maneira que as propriedades termodinâmicas de uma reação qualquer seja sempre a mesma se derivada de diferentes conjuntos de reações calibradas experimentalmente. A determinação da temperatura e pressão é feita em dois passos, primeiro pela determinação de conjunto mínimo de reações linearmente independentes que envolva todos os membros finais da associação mineral e, segundo, movimentando essas reações dentro de suas barras de erro e achando a região em que elas se cruzam com o menor erro possível (Powell & Holland, 1994).

7.3 METAMORFISMO NO SISTEMA DE NAPPES ANDRELÂNDIA

A partir das observações em campo e das descrições das seções delgadas, foi possível elaborar mapa metamórfico com a diferenciação de zonas metamórficas, caracterizadas por associações minerais da fácies anfibolito e granulito (figura 7.1), em que quatro zonas com associações diferentes são observadas.

Na *Nappe* Andrelândia a associação estaurolita-cianita-biotita-muscovita-granada-quartzo $\pm$ plagioclásio-rutilo ocorre na porção oeste da área mapeada; a mesma associação, só que desprovida de estaurolita, ocorre próxima aos contatos com a *Nappe* Liberdade. A isógrada do desaparecimento da estaurolita (*estaurolita-out*) é traçada paralelamente ao contato tectônico entre as estruturas e a diferença entre as zonas metamórficas indica que o metamorfismo apresenta padrão invertido dentro da *Nappe* Andrelândia, com a associação de mais alta temperatura no topo da estrutura

Dentro da *Nappe* Liberdade, da base e em direção ao topo da estrutura, as rochas transicionam para xistos a estaurolita e cianita. A escassez de afloramentos dificulta o controle para inferir com precisão as isógradas de entrada de fusão parcial (*melt-in*) e desaparecimento da estaurolita (*estaurolita-out*), que são inferidas como coincidentes, uma vez que o campo de sobreposição da reação de fusão mínima de pelitos e a quebra de estaurolita gera quantidade mínima de líquido sendo a identificação desse limiar petrologicamente muito difícil (Spear *et al.*, 1999). A disposição da isógrada implica em caráter normal do metamorfismo na *Nappe* Liberdade, com rochas de condições *P-T* mais elevada estratigraficamente abaixo de rochas de condições *P-T* mais baixa. O desaparecimento de muscovita e estaurolita e o surgimento de ortoclásio e fusão parcial coincidem com o contato tectônico entre os xistos a rutilo-estaurolita-cianita-biotita-granada-muscovita-quartzo da *Nappe* Liberdade e as rochas da *Klippe* Serra da Natureza, que apresentam a associação rutilo-ortoclásio-cianita-granada-quartzo±biotita. Desse modo, é possível observar que há inversão metamórfica aparente associada à sobreposição de cavalgamentos. Dentro das estruturas a inversão metamórfica é notada apenas na *Nappe* Andrelândia. Na *Nappe* Liberdade o metamorfismo ocorre de maneira normal e na *Klippe* Serra da Natureza não foi possível observar variações nas paragêneses para a determinação de caráter normal ou invertido do metamorfismo.

A configuração sugere que a colocação da *Klippe* Serra da Natureza deu-se em caráter pós-pico metamórfico sem alterar as condições da *nappe* subjacente. Já a inversão metamórfica registrada na *Nappe* Andrelândia é sugestiva de que a colocação da *Nappe* Liberdade sobre a *nappe* subjacente ocorreu sin-metamórfica e foi capaz de dobrar as isothermas para gerar o padrão inverso do metamorfismo.

7.3.1 *Nappe* Andrelândia

Na *Nappe* Andrelândia observa-se inversão do metamorfismo, com associação a estaurolita na base da estrutura, na porção oeste da área estudada, e associação desprovida do mineral no topo, a leste.

7.3.1.1 Porção oeste

Na porção oeste da área mapeada, as rochas da *Nappe* Andrelândia portam paragêneses minerais da fácies anfibolito médio a estaurolita-cianita-granada-muscovita-quartzo-plagioclásio±rutilo, no Xisto Santo Antônio, e a rutilo-estaurolita-cianita-granada-biotita-muscovita-quartzo±plagioclásio, no Xisto Serra da Boa Vista. Em ambos os litotipos são

Figura 7.1 – Mapa de isógradas

reconhecidas três foliações. A primeira (S_1) é completamente transposta pela foliação S_2 e é observada como raras charneiras de dobras intrafoliais e padrões de inclusões em porfiroblastos de granada. Os registros da foliação nas inclusões em granada sugerem associação de fácies xisto verde conferido pela presença de clorita (prancha 7.1, A) e ausência de estaurolita. As dobras que registram a foliação S_1 , no Xisto Serra da Boa Vista, são acompanhadas de bandamento composicional pelito/quartzito sugestivo de S_0 paralelo a esta foliação.

A associação das inclusões em granada indica temperatura inferior a 530 °C e pressão maior que 3 kbar (Powell *et al.*, 1998), abaixo da reação do surgimento da estaurolita (reação 7.4):

A foliação S_2 é definida pela associação de pico metamórfico, com estaurolita, biotita, cianita e ausência de clorita (prancha 7.1, B), característica da fácies anfibolito, zona da cianita, com temperatura maior que 560 °C e pressão mínima de 4 kbar (Powell *et al.*, 1998), acima da curva de desaparecimento de clorita (reação 7.5):

e abaixo da reação da quebra final da estaurolita (reação 7.6):

que ocorre à temperaturas entre 600 e 660 °C (Powell *et al.*, 1998).

As condições do pico metamórfico foram calculadas com amostra do Xisto Santo Antônio (SN-27) utilizando o programa THERMOCALC (tabela 7.1). As condições calculadas são 668 ± 15 °C a $9,1 \pm 0,7$ kbar (figura 7.2a). A partir da pressão calculada pelo THERMOCALC, os geotermômetros GB e Zr-em-Rt, em grão incluso em granada, forneceram temperaturas de 574 e 610 °C (tabela 7.2), respectivamente. Os geobarômetros GASP e GBMAS indicam pressões de 10,2 e 8,7 kbar, respectivamente.

Os diferentes cálculos referentes à pressão são coerentes, enquanto que os geotermômetros GB e Zr-em-Rt fornecem temperaturas inferiores às calculadas pelo THERMOCALC. Como apenas um grão de rutilo foi observado e analisado na amostra, poucas análises foram realizadas e pouco se sabe da representatividade destas, o que pode ter causado o cálculo subestimado da temperatura. As altas concentrações de Ti e Al^{IV} na biotita podem ser responsáveis pela anormalidade na reprodução das temperaturas para o geotermômetro GB (Indares & Martignole, 1985). Os valores calculados pelo THERMOCALC são compatíveis com as observações petrográficas realizadas e foram consideradas as melhores estimativas de P e T

para o pico metamórfico da amostra SN-27.

Nessa porção da *nappe*, a foliação S_3 é caracterizada pela cristalização de muscovita e biotita, provavelmente ainda em fácies anfibolito, porém sem a presença de minerais índices capazes de fornecer melhores estimativas das condições P - T do metamorfismo.

Tabela 7.1 – Resultados obtidos pelos métodos geotermobarométricos utilizados.

Estrutura		Nappe Andrelândia		Nappe Liberdade			Klippe Serra da Natureza	
Amostra		SN-27	SN-160	SN-161	SN-128	SN-64	SN-52	SN-96
Localização/Litotipo		Xisto Sto. Antônio (porção W)	Xisto S. da Boa Vista (porção E)	Base	Intermediário	Topo	Paragneisse granulítico	Paragneisse granulítico
THERMOCALC (Holland & Powell, 1998)	$T(^{\circ}\text{C})$	668±15	665±17	714±29	678±60	642±28	815±47	801±49
	$P(\text{kbar})$	9,1±0,7	10,45±0,74	10,22±1,03	8,4±1,39	7,53±2,95	16,64±5,8	13,7±6,4
Zr-em-Rt (Tomkins et al. 2007)	$T(^{\circ}\text{C})$	610	649	711	714	692	764	744
GB (Holdaway, 2000)	$T(^{\circ}\text{C})$	596	525	611	589	543	682	701
GASP (Holdaway, 2001)	$P(\text{kbar})$	10,2	11,8	7,1	7,4	-	-	-
GBMAS (Wu & Zhao, 2007)	$P(\text{kbar})$	8,767	8,463	9,784	8,951	8,219	-	-
Minerais utilizados nos cálculos		Grt-Bt-Ms-St-Ky-Pl-Qtz	Grt-Bt-Ms-Ky-Pl-Qtz	Grt-Bt-Ms-Ky-Pl-Qtz	Grt-Bt-Ms-Ky-Pl-Qtz	Grt-Bt-Ms-St-Ky-Qtz	Grt-Bt-Ky-Kfs-Qtz	

7.3.1.2 Porção leste

Na porção leste da estrutura, as paragêneses que caracterizam a foliação S_2 são cianita-granada-muscovita-biotita-quartzo-plagioclásio±rutilo, no Xisto Santo Antônio e, no Xisto Serra

Tabela 7.2 – Resultados obtidos para o geotermômetro Zr-em-Rt.

Nappe Andrelândia				Nappe Liberdade						Klippe Serra da Natureza							
SN-27 (à 9,1 kbar)		SN-160 (à 10,4 kbar)		SN-161 (à 10,2 kbar)		SN-128 (à 8,4 kbar)		SN-64 (à 7,5 kbar)		SN-52 (à 16,6 kbar)		SN-52 (à 13,7 kbar)		SN-96 (à 13,7 kbar)		SN-96 (à 16,6 kbar)	
Zr (ppm)	T (°C)	Zr (ppm)	T (°C)	Zr (ppm)	T (°C)	Zr (ppm)	T (°C)	Zr (ppm)	T (°C)	Zr (ppm)	T (°C)	Zr (ppm)	T (°C)	Zr (ppm)	T (°C)	Zr (ppm)	T (°C)
222,10	622	370,16	669	273,92	643	259,11	631	821,76	727	732,92	759	732,92	745	829,16	757	829,16	771
170,27	603	392,37	674	362,76	666	903,19	740	888,39	734	584,85	737	584,85	724	784,74	751	784,74	765
199,89	614	199,89	620	740,32	730	695,90	715	37,02	498	836,56	772	836,56	758	1006,84	776	1006,84	790
162,87	599	318,34	656	955,02	754	510,82	687	288,73	636	910,60	780	910,60	766	932,81	769	932,81	783
Média	610	392,37	674	784,74	735	769,94	725	814,35	726	969,82	787	969,82	773	644,08	733	644,08	746
Máximo	622	288,73	649	873,58	746	821,76	731	969,82	743	932,81	783	932,81	769	718,11	743	718,11	757
		222,10	628	858,77	744	784,74	727	866,18	732	658,89	748	658,89	735	592,26	725	592,26	738
		451,60	686	599,66	710	829,16	732	658,89	706	799,55	767	799,55	753	407,18	691	407,18	704
		288,73	649	762,53	732	851,37	734	681,10	709	895,79	778	895,79	765	584,85	724	584,85	737
		355,35	665	518,23	697	607,06	703	629,27	702	1066,06	796	1066,06	782	503,42	710	503,42	723
		96,24	568	370,16	668	740,32	721	725,52	715	962,42	786	962,42	772	755,13	748	755,13	761
		Média	649	Média	711	777,34	726	592,26	697	1014,24	791	1014,24	777	762,53	749	762,53	762
		Máximo	686	Máximo	754	Média	714	658,89	706	525,63	727	525,63	714	747,73	747	747,73	760
						Máximo	740	762,53	720	821,76	770	821,76	756	769,94	750	769,94	763
								762,53	720	784,74	765	784,74	751	792,14	752	792,14	766
								421,98	667	340,55	689	340,55	676	866,18	761	866,18	775
								199,89	608	673,69	750	673,69	737	947,61	770	947,61	784
								747,73	718	977,23	787	977,23	773	Média	744	Média	758
								510,82	683	895,79	778	895,79	765	Máximo	776	Máximo	790
								644,08	704	658,89	748	658,89	735				
								481,21	678	806,95	768	806,95	754				
								Média	692	769,94	763	769,94	750				
								Máximo	743	592,26	738	592,26	725				
										Média	764	Média	750				
										Máximo	796	Máximo	782				

da Boa Vista, rutilo-cianita-granada-muscovita-biotita-quartzo $\pm$ plagioclásio. As associações não apresentam estauroлита implicando em condições metamórficas ainda na fácies anfibolito, mas de temperatura mais elevadas.

Três foliações metamórficas são reconhecidas. A primeira (S_1) apresenta a mesma associação observada na porção leste, com clorita e sem estauroлита, sob condições semelhantes, abaixo da reação de entrada de estauroлита (reação 7.4), com temperaturas inferiores a 530 °C e P mínima de 3 kbar (Powell *et al.*, 1998). O pico metamórfico é registrado pela associação que define a foliação S_2 (prancha 7.1, C), acima da estabilidade da estauroлита (reação 7.6) com temperatura acima de 670 °C e pressão mínima, no campo da cianita, de 6 kbar (Powell *et al.*, 1998) e antes da quebra da muscovita com produção de fusão (reação 7.7):

portanto abaixo de 680 °C e acima de 7,5 kbar em sistema NCKFMASH (Spear *et al.*, 1999; White *et al.*, 2007). O intervalo da temperatura aumenta com pressões mais elevadas em virtude da inclinação oposta das duas reações citadas (7.6 e 7.7).

Cálculos geotermobarométricos para a porção leste foram feitos com amostra do Xisto Serra da Boa Vista (SN-160), coletada próximo ao contato com a *Nappe* Liberdade. Os resultados são apresentados na tabela 7.1. Pelo programa THERMOCALC as condições calculadas são de 665 $\pm$ 17 °C e pressão de 10,45 $\pm$ 0,74 kbar (figura 7.2a). Aplicando-se a pressão obtida pelo THERMOCALC nos geotermômetros GB e Zr-em-Rt são obtidas temperaturas de 462 e 649 °C (este último na tabela 7.2), respectivamente. Também, trabalhadas com os dados do THERMOCALC, o geobarômetro GASP fornece pressão de 11,8 kbar e o geobarômetro GBMAS 8,5 kbar. Dentro da margem de erro das calibrações usadas, as pressões calculadas são similares. As temperaturas calculadas com o THERMOCALC e Zr-em-Rt são coerentes, apenas os valores obtidos pelo geotermômetro GB são muito inferiores. Com isso, os valores de P e T calculados pelo programa THERMOCALC são considerados como representativos do pico metamórfico da rocha e coincidem com o campo P - T inferido pelas observações petrográficas.

No Xisto Santo Antônio, a presença de sillimanita ocorre no plano axial e paralela ao eixo de D_3 , sugerindo que este evento deformacional ocorreu sob pressões mais baixas, na fácies anfibolito.

7.3.1.3 Retrometamorfismo

Os registros retrometamórficos das rochas da *Nappe* Andrelândia são menos evidentes se comparados às das outras *nappes* estudadas e são evidenciados pela re-hidratação da paragénese principal. Em ambas as porções o retrometamorfismo é observado pelo crescimento estático de

biotita e clorita em borda de granada (prancha 7.1, D) pela reação (7.8):

que ocorre a temperaturas em torno de 520 °C (Powell & Holland, 1990). Substituição de biotita por clorita também é observada. Na porção leste da estrutura é observado o crescimento desorientado de clorita ao redor de estauroilita (prancha 7.1, E) em temperaturas de pelo menos 600 °C (Powell *et al.*, 1998) cruzando a reação 7.5 do lado de alta para baixa temperatura. Em bordas de cianita é observada muscovita (ou pirofilita?) muito fina (prancha 7.1, F), que representa a hidratação desse mineral durante o retrometamorfismo.

Figura 7.2 – Condições estimadas de formação para as rochas da *Nappe* Andrelândia; a: condições calculadas com THERMOCALC e respectivas elipsóides de erros; b: trajetórias *P-T* inferidas, em que: (1) Powell *et al.*, 1998; (2) Spear *et al.*, 1999; (3) Spear & Cheney, 1989; (4) Powell & Holland, 1990; (A) trajetória para a porção oeste (SN-27); (B) trajetória para a porção leste (SN-160).

A. Clorita inclusa em grão de granada, Xisto Santo Antônio (SN-27); **B.** Estauroлита, cianita e biotita em paragênese na porção oeste da *Nappe* Andrelândia, Xisto Santo Antônio (SN-27); **C.** Granada, biotita, muscovita e cianita, associação da porção leste da *Nappe* Andrelândia em Xisto Serra da Boa Vista (SN-160); **D.** Crescimento de clorita em borda de granada, Xisto Serra da Boa Vista (SN-78); **E.** Clorita com crescimento estático associada a borda de estauroлита, Xisto Santo Antônio (SN-27); **F.** Borda de cianita envolvida por muscovita ou pirofilita (?), Xisto Serra da Boa Vista (SN-160), polarizadores cruzados.

Trajetórias P - T horárias são inferidas para as duas porções (figura 7.2b), a partir das análises químicas que apontam núcleos de granada ricos em Ca com diminuição para a borda (figura 6.1, do capítulo 6), com progressão a partir da zona da granada e com o desenvolvimento de foliação S_1 . A porção leste apresenta condições de pico metamórfico mais elevadas. A trajetória retrometamórfica ocorre de maneira paralela para os dois segmentos da estrutura, com estágio de descompressão ainda com temperaturas em fácies anfibolito registrada pela presença da associação biotita-sillimanita em S_3 .

7.3.2 *Nappe Liberdade*

A *Nappe Liberdade* é marcada por duas zonas metamórficas (figura 7.1). A porção basal é marcada por rochas com rutilo + granada + cianita + muscovita + biotita + leucossoma, indicativo de anatexia, sem feldspato potássico e sem estauroлита, que transicionam, de modo gradacional para o topo, para xistos a estauroлита e sem leucossoma. A escassez de afloramentos dificulta o controle para inferir com precisão as isógradas de entrada de fusão parcial (*melt-in*) e desaparecimento da estauroлита (*estauroлита-out*), que são provavelmente coincidentes, uma vez que o campo de sobreposição da reação de fusão mínima de pelitos e a quebra de estauroлита gera quantidade pequena de líquido sendo a identificação desse limiar petrologicamente muito difícil (Spear *et al.*, 1999). A disposição da isógrada implica em caráter normal do metamorfismo dentro da *Nappe Liberdade*, com rochas de condições P - T mais baixas estratigraficamente acima rochas das de condições P - T mais elevadas.

7.3.2.1 Base e porção intermediária da estrutura

A base e a porção intermediária da *Nappe Liberdade* são constituídas por paragneisses migmatíticos que apresentam a associação rutilo-cianita-biotita-granada-quartzo-plagioclásio ± muscovita, com desenvolvimento de leucossoma composto por quartzo e plagioclásio e melanossoma rico em biotita (prancha 7.2, A). A presença de leucossoma em dobras intrafoliais à foliação S_2 indica que os processos de anatexia iniciaram-se antes ou concomitante com a deformação D_2 (prancha 7.2, B).

A paragénesis de pico metamórfico, registrada na foliação S_2 , sugere a quebra total de estauroлита, através da reação 7.6, a temperatura superior a 650 °C (Spear & Cheney, 1989; Powell *et al.*, 1998). A presença de anatexia indica quebra incongruente de muscovita e plagioclásio, em presença de H_2O , pela reação 7.7, em temperaturas superiores a 680 °C e pressões mínimas de 7,5 kbar, no campo da cianita, em sistema NCKFMASH (White *et al.*, 2007). Inclusões ameboidais de quartzo em granada (prancha 7.2, C) e cianita sugerem que o primeiro, nessas texturas, pode ser resíduo da reação de fusão incongruente e que granada e cianita são os produtos sólidos

(peritéticos) das mesmas (Waters, 2001; Barbey, 2007). Bordas retas em grãos de plagioclásio no leucossoma (prancha 7.2, D) também sugerem cristalização a partir de líquido (Vernon, 1999). Corona monominerálica de granada subidioblástica envolvendo biotita sugere crescimento pós-S₂ de granada a partir de biotita, sem deformação associada.

Os cálculos termobarométricos realizados com o THERMOCALC para a amostra da base da estrutura (SN-161) produziram condições de 714 ± 29 °C a $10,22 \pm 1,03$ kbar (figura 7.3a). As condições estão dentro da fácies anfibolito, em pressão elevada, na zona da cianita e são representativas do pico metamórfico. O geotermômetro GB forneceu temperaturas em torno de 603 °C, o geobarômetro GASP pressões de 7,1 kbar e o geobarômetro GBMAS em torno de 9,8 kbar. O geotermômetro Zr-em-Rt aponta média de 711 °C (tabela 7.2). O resumo dos resultados *P-T* está na tabela 7.1. Os resultados obtidos são similares dentro da faixa de incerteza envolvida, com exceção do geotermômetro GB, que subestima a temperatura em pelo menos 100 °C e do geobarômetro GASP que também subestima a pressão. Sendo assim, a estimativa realizada pelo THERMOCALC é considerada representativa do pico metamórfico (714 °C e 10 kbar).

Os cálculos *P-T* feitos com o THERMOCALC para a amostra da porção intermediária da estrutura (SN-128) indicam temperatura de 678 ± 60 °C e pressão de $8,4 \pm 1,39$ kbar (figura 7.3a e tabela 7.1). O geotermômetro GB fornece temperatura de 583 °C e, o geotermômetro Zr-em-Rt, 714 °C (tabela 7.2). Os geobarômetros GASP e GBMAS fornecem 7,4 e 8,9 kbar, respectivamente. Novamente os resultados são semelhantes, com exceção do geotermômetro GB, que subestima a temperatura em pelo menos 95 °C. Portanto, as condições *P-T* calculada para o pico metamórfico são de 680 °C a 8,5 kbar, fácies anfibolito em pressão elevada, na zona da cianita. Ambos os cálculos realizados nas amostras mostram-se coerentes com as observações petrográficas e mostram decréscimo da condição *P-T* do pico metamórfico em direção ao topo da *nappe*. A foliação S₃ é marcada pela cristalização de biotita, muscovita e, às vezes, cianita.

Os *boudins* de anfibolito e as rochas calciossilicáticas apresentam leucossoma com grandes cristais de diopsídio ou hornblenda, sendo que esses veios de leucossoma apresentam maior concentração na borda dos corpos (prancha 7.2, E). Em seção delgada o leucossoma apresenta várias feições ígneas, tais como grãos de plagioclásio tabular e euédrico (prancha 7.2, F), por vezes com zonamento concêntrico (prancha 7.3, A), com vários grãos de quartzo intersticiais que apresentam continuidade óptica (prancha 7.3, B) e grãos de plagioclásio tardio, subédrico e poiquiloblástico (prancha 7.3, C). Essas feições sugerem que o plagioclásio é fase ígnea tardia que sobrecresce toda a matriz e que o quartzo mimetiza líquido tardio aprisionado, sendo todas as feições descritas indicativas de anatexia e cristalização *in situ.*, em semelhança às descrições recentes da literatura (Sawyer, 2001; Hollness & Sawyer, 2008). A fusão nas rochas máficas e

calciossilicáticas é facilitada pelos fluidos oriundos das reações de desidratação dos gnaisses e xistos encaixantes, o que rebaixa o ponto de fusão dessas rochas e gera resíduo com clinopiroxênio-hornblenda-granada-plagioclásio-quartzo-titanita $\pm$ epidoto, presente no mesossoma da rocha. A paragênese é de fácies anfibolito média-superior, coerente com as associações das rochas paraderivadas.

Figura 7.3 – Condição estimadas de formação para as rochas da *Nappe* Liberdade; a: condições calculadoas com THERMOCALC e respectivas elipsóides de erros; b: trajetórias *P-T* inferidas, em que: (1) Spear & Cheney, 1989; (2) Spear *et al.*, 1999; (3) Powell *et al.*, 1998; (4) Powell & Holland, 1990; (5) Bohlen *et al.*, 1983; (A) trajetória para a base da estrutura (SN-161); (B) trajetória para a porção intermediária da estrutura (SN-128); (C) trajetória para o topo da estrutura (SN-64).

7.3.2.2 Topo da estrutura

As feições dos xistos no topo da estrutura indicam a presença de pelo menos três foliações. A primeira (S_1) foi transposta pela segunda (S_2) e é registrada por dobras intrafoliais e trilha de inclusões em granada, com a provável associação clorita e estauroлита. As presenças de clorita e estauroлита sugerem geração da foliação S_1 em fácies anfibolito, superior a reação 7.4 e

anterior à reação 7.5. As dobras intrafoliais guardam bandamento pelítico/quartzítico indicativo de acamamento S_0 paralelo à S_1 .

O pico metamórfico ocorre durante a formação de S_2 , com a associação muscovita-biotita-granada-estaurolita-cianita-quartzo (prancha 7.3, D), em fácies anfibolito, na zona da cianita, marcado pela inclusão de estaurolita em cianita (prancha 7.3, E), indicando a cristalização da última a partir da estaurolita (reações 7.5 e 7.6) entre 650 e 700 °C acima de 7,5 kbar em sistema NKMASH (Spear & Cheney, inédito). Trilha de inclusões em granada contendo clorita na foliação S_2 (prancha 7.3, F) sugere que a progressão do metamorfismo nesta foliação inicia-se com condições da fácies xisto ou anfibolito inferior, anterior à sua reação de consumo (reação 7.5), abaixo de 600 °C (Spear & Cheney, inédito), restando apenas como inclusões em granada, grãos que foram blindados de outros reagentes e resistindo às reações metamórficas.

Para a amostra SN-64 as estimativas de condições P - T foram obtidas com o THERMOCALC, em 642 ± 28 °C e $7,53 \pm 2,95$ kbar (figura 7.2a). A ausência de plagioclásio limita a precisão do cálculo da pressão, gerando grandes incertezas. Assim, alternativamente, foi aplicado o geobarômetro GBMAS que, associado ao geotermômetro GB, fornece pressões em torno de 8,2 kbar e temperaturas de 543 °C. Os valores de pressão e temperatura necessários para o cálculo dessas condições foram balizados nos resultados obtidos pelo THERMOCALC. O resultado encontrado pelo geobarômetro GBMAS é considerado válido, pois é observado que os valores de pressão para as outras amostras são compatíveis para os outros métodos (tabela 7.1). Aplicando a pressão calculada pelo geobarômetro GBMAS o geotermômetro Zr-em-Rt aponta temperatura média de 692 °C (tabelas 7.1 e 7.2).

Comparando os resultados obtidos pelos diferentes métodos, observa-se que as estimativas de pressão são compatíveis se considerarmos as incertezas envolvidas. As diferenças ocorrem em relação ao cálculo da temperatura em que é possível notar que o geotermômetro GB subestima a temperatura. Desse modo, considera-se a melhor estimativa de P - T de formação da rocha a temperatura obtida pelo THERMOCALC e a pressão obtida pelo geobarômetro GBMAS, isto é, 642 ± 28 °C e 8,5 kbar, que condiz com as observações petrográficas.

Dessa maneira, considerando base, intermédio e topo da estrutura, nota-se decréscimo das condições P - T em direção ao topo da *nappe*, notoriamente referente à temperatura, conferindo caráter normal para o metamorfismo nessa porção da *Nappe* Liberdade, como havia sido já observado as informações de campo e em seções delgadas.

A foliação S_3 é marcada por muscovita (prancha 7.4, A) e cianita.

A. Paragneisse migmatítico de estrutura estromática com leucossoma boundinado, melanossoma rico em biotita e mesossoma gnaíssico, *Nappe* Liberdade (SN-128); **B.** Dobra intrafolial à foliação S_2 com leucossoma, indicado pela seta, sugere que os processos de fusão iniciaram-se anteriormente à deformação D_2 , *Nappe* Liberdade (SN-161); **C.** Granada xenoblástica com inclusões ameboidais de quartzo, *Nappe* Liberdade (SN-161); **D.** Plagioclásio com bordas retilíneas em paragneisse migmatítico (SN-128), polarizadores cruzados; **E.** Borda de anfibolito com geração de leucossoma e melanossoma com hornblenda, *Nappe* Liberdade (SN-161); **F.** Plagiocládio tabular com bordas recrystalizadas, notar que orientação das geminações é diferente da elongação do grão, *Nappe* Liberdade (SN-128), polarizadores cruzados.

A. Zoneamento concêntrico em plagioclásio de rocha metamáfica da *Nappe* Liberdade (SN-128), polarizadores cruzados; **B.** Inclusões de quartzo em plagioclásio com continuidade ótica (rosa e azul claro) na *Nappe* Liberdade (SN-161), foto com analizador de gipso; **C.** Megacristal de plagioclásio com diversa inclusões (hornblenda, zoisita e quartzo) mimetizado do líquido silicático (SN-128), polarizadores cruzados; **D.** Associação de pico metamórfico em xisto do topo da *Nappe* Liberdade, com Ms-Bt-Ky-Grt-St (SN-64); **E.** Cristal de cianita com inclusões de estauroilita, ambos marcando lineação mineral, em xisto do topo da *Nappe* Liberdade (SN-11); **F.** Clorita inclusa em granada orientada segundo a foliação S2 em xisto do topo da *Nappe* Liberdade (SN-63).

Prancha 7.4 – *Nappe* Liberdade (3).

A. Desenvolvimento de foliação S_3 com a cristalização de muscovita, xisto da *Nappe* Liberdade (SN-64); **B.** Estaurolita idioblástica e muscovita desorientada substituindo cianita em xisto da *Nappe* Liberdade (SN-64); **C.** Pseudomorfo de cianita, substituído por muscovita e estaurolita idioblástica (SN-64); **D.** Rutilo substituído por ilmenita em borda de granada, *Nappe* Liberdade (SN-64); **E.** Clinopiroxênio com bordas corroídas envolvido por hornblenda, anfibolito, *Nappe* Liberdade (SN-128), polarizadores cruzados; **F.** Actinolita em borda de hornblenda sugerindo substituição, anfibolito da *Nappe* Liberdade (SN-161).

7.3.2.3 Retrometamorfismo

Coroas de muscovita com ou sem estauroлита ao redor de cianita e a presença de estauroлита idioblástica na borda de cianita (prancha 7.4, B) sugere retrometamorfismo, texturas comuns que, por vezes, substituem totalmente a cianita (prancha 7.4, C), restando apenas pseudomorfo, sugerindo que ocorreu a reação (reação 7.9):

reação de reidratação da paragénese a temperaturas inferiores à 650 °C (Spear & Cheney, 1989), explicando a queda no teor de almandina, na borda da granada e da razão X_{Mg} menores na borda da estauroлита orientada em S_2 e na estauroлита sem orientação e associada à muscovita (figuras 6.2 e 6.11, capítulo 6). As bordas de granada também contêm biotita, quartzo e, às vezes, clorita, indicando que a rocha cruzou a reação 7.8 do lado de alta para baixa temperatura. Outra textura associada ao retrometamorfismo está relacionada a grãos de rutilo com borda de ilmenita (prancha 7.4, D), indicando queda de pressão a partir de (reação 7.10):

à pressões inferiores a 10 kbar (Bohlen *et al.*, 1983).

Os anfibolitos e rochas calciossilicáticas da estrutura apresentam associações retrometamórficas com substituição de clinopiroxênio por hornblenda (prancha 7.4, E) e com desestabilização de hornblenda para actinolita-plagioclásio-carbonato-epidoto-quartzo (prancha 7.4, F) indicativo de baixas temperaturas em fácies xisto verde (figura 7.4).

Figura 7.4 – Diagramas ACF para *Nappe Liberdade*. As figuras mostram a variação das associações desde o pico metamórfico até as associações de mais baixa condição metamórfica.

As microestruturas em quartzo e plagioclásio, em todas as rochas da estrutura, tais como extinção ondulante, sub grãos, *bulging*, recristalização por migração de bordas de grãos, são incompatíveis com as temperaturas atingidas durante o ápice metamórfico, características de

deformações a baixas temperaturas, abaixo de 500 °C (Passchier & Trouw, 2005).

O intenso processo retrometamórfico registrado ocorre ainda durante a deformação responsável por S_2 , o mesmo ocorreu em presença de fluido com a hidratação da paragênese do pico metamórfico. A presença de veios ricos em turmalina concordantes com a foliação S_2 e intrusões de leucogranitos devem ter facilitado a entrada de fluidos nas rochas e a consequente substituição da paragênese de pico metamórfico em S_2 . As feições retrometamórficas são mais generalizadas no topo da estrutura, próximo ao contato com a *Klippe* Serra da Natureza, em que o plano de empurro pode ter canalizado líquido responsável pela re-hidratação da paragênese.

As rochas da *Nappe* Liberdade apresentam trajetórias P - T horárias, as quais foram inferidas pelas relações texturais e químicas. As texturas mais antigas permitem inferir que o início da evolução pelo menos na zona da granada (foliação S_1), com variação química desta com o decréscimo de grossulária na sua borda (figura 6.2, capítulo 6), passando pelo campo da estauroлита (foliação S_2), atingindo condições de fusão *in situ* com quebra de muscovita, gerando líquido silicático, nas porções basais da estrutura e posterior estágio de decompressão isothermal, registrado nas rochas paraderivadas por coroas simplectíticas ou monominerálicas ao redor de granada e nas rochas metamáficas pela ausência de rutilo na matriz, com reidratação da paragênese ainda na foliação S_2 e na foliação S_3 (figura 7.3b).

7.3.3 *Klippe* Serra da Natureza

As rochas da *Klippe* Serra da Natureza apresentam leucossoma abundante, contendo granada e cianita, e a matriz constituída por quartzo-plagioclásio-ortoclásio-granada-cianita-biotita-rutilo, sem estauroлита e muscovita. Estauroлита só é encontrada inclusa em granada (prancha 7.5, A). A presença dessa associação mineral marca salto metamórfico, pois as rochas subjacentes da *Nappe* Liberdade apresentam no seu topo paragêneses com estauroлита e muscovita estáveis. O salto metamórfico foi gerado pelo cavalgamento de escama alóctone e correlata às outras estruturas regionais, tais como a *Nappe* Pouso Alto e as *klippen* Aiuruoca e Carvalhos.

A foliação dominante é inferida como S_2 pela continuidade geométrica com as estruturas das *nappes* subjacentes. A foliação é marcada pela associação de mais alta temperatura de todas as *nappes*, com rutilo + ortoclásio + cianita + granada + quartzo $\pm$ biotita $\pm$ plagioclásio e leucossoma (prancha 7.5, B), o último indicando que a rocha chegou a cruzar reações de fusão. A associação coloca as rochas da *klippe* em condições acima da quebra da muscovita (reação 7.11):

com temperaturas superiores a 800 °C e a pressões mínimas de 8 kbar, para que a reação seja

cruzada no campo da cianita (Vielzeuf & Hollaway, 1988; Spear *et al.*, 1999).

Apesar de não ser generalizada, a ausência local de melanossoma, ou presença de melanossoma sem biotita, constituído por granada-rutilo-cianita, indica que as reações de quebra da biotita por fusão foram alcançadas no campo da cianita, com temperatura próxima a 850 °C e pressão superior a 10 kbar (Vielzeuf & Hollaway, 1988), via (reação 7.12):

A presença de cianita e granada no leucossoma (prancha 7.5, C) contribui para a inferência da reação 7.12. A ocorrência de ortoclásio peritítico (prancha 7.5, D) também evidência altas temperaturas e inclusões ameboidais de quartzo em cianita e granada corroboram a interpretação do cruzamento das reações de fusão, pois essas feições são interpretadas como resultado de resíduos de fusão envolvidos por fases peritéticas (Waters, 2001; Barbey, 2007). A presença de fundido silicático de forma penetrativa na rocha é reforçada pela presença de grãos de quartzo distribuídos na matriz da rocha com continuidade óptica (prancha 7.5, E), sugerindo a cristalização a partir de líquido silicático aprisionado nos interstícios das fases sólidas (Sawyer, 2001 e 2008).

A associação mineral observada é característica da fácies granulito de alta pressão, como apresentado por O'Brien & Rötzler (2003). Estudos experimentais em condições de alta pressão (Green & Lambert, 1965) para rocha de composição granítica mostram que o desaparecimento de ortopiroxênio nessas condições de temperatura coincide com a reação de desaparecimento de plagioclásio para rocha quartzo toleítica (Green & Ringwood, 1967), que marca a transição da fácies granulito para fácies eclogito, segundo a divisão de Spear (1993). Assim sendo, o aparecimento de ortopiroxênio em rochas félsicas ou aluminosas, sob condições de altas pressões, só ocorre a temperaturas superiores a 900 °C (Vielzeuf & Holloway, 1988; Patiño Douce & Beard, 1995; Spear *et al.*, 1999; Indares & Dunning, 2001) controlado pela reação de quebra total de biotita (reação 7.13):

Em temperaturas abaixo do aparecimento do ortopiroxênio, biotita é substituída por granada que, com o aumento da pressão, progressivamente torna-se mais rica em grossulária via reação 7.14 (Vielzeuf & Montel, 1994):

Assim a pressões elevadas, a biotita também pode desaparecer gerando líquido sem que haja a

produção de ortopiroxênio. Contudo a alta razão modal cianita/biotita limita a reação de surgimento de ortopiroxênio (reação 7.13), pois a biotita é consumida antes da cianita pela reação 7.12. O rutilo faz parte da paragênese principal e é cristalizado a partir de (reação 7.15):

descrita nos Alpes por Zinng (1980), e aqui a reação é inferida pela íntima relação do mineral com biotita e cianita, como observado pelo referido autor.

A quantificação das condições *P-T* de formação da paragênese de pico metamórfico foi feita em duas amostras (SN-52 e SN-96). Os cálculos efetuados para a amostra SN-52 com o programa THERMOCALC apontam temperaturas de 815 ± 47 °C e pressões de $16,6 \pm 5,8$ kbar (figura 7.5a). Na amostra SN-96 a temperatura calculada é 801 ± 49 °C e a pressão é $13,7 \pm 6,4$ kbar (figura 7.5a). Os altos valores de incerteza gerados no cálculo da pressão são derivados da ausência de plagioclásio nas amostras e o baixo teor de grossulária na granada.

Os cálculos com o geotermômetro Zr-em-Rt foram feitos com duas pressões diferentes para cada amostra, 14 e 16 kbar. Para pressão de 14 kbar, as análises de Zr-em-Rt da amostra SN-52 apontam temperatura média de 750 °C, enquanto que para a amostra SN-96 a média é de 744 °C. Para pressão de 16 kbar as amostras SN-52 e SN-96 indicam temperatura média de 764 e 758 °C, respectivamente (tabelas 7.1 e 7.2). Apesar dos cálculos apresentarem valores de temperatura similares, dentro da margem de erro das estimativas, o geotermômetro Zr-em-Rt apresenta temperaturas inferiores às obtidas com o THERMOCALC e incompatíveis com os dados experimentais para os campos de estabilidade da associação mineral observada. Isso se deve ao retrometamorfismo sofrido pelas rochas, pois rutilo está associado à ilmenita (reação 7.10) e, às vezes, à ilmenita e zircão, implicando em (reação 7.16):

(Zack *et al.*, 2004), ou ainda (reação 7.17):

(prancha 7.5, F) com o rutilo perdendo Zr para o zircão e, conseqüentemente, fornecendo temperaturas mais baixas. Todavia, desconsiderando a média ponderada e considerando os máximos alcançados em análises individuais à pressão de 16,7 kbar a amostra SN-52 aponta temperatura de 796 °C e, a amostra SN-96, temperatura de 790 °C, próximas às condições de temperatura calculadas ao THERMOCALC.

Figura 7.5 – Condições estimadas de formação para as rochas da *Klippe* Serra da Natureza; a: condições calculadas com THERMOCALC e respectivas elipsóides de erros; b: trajetórias P - T inferidas, em que: (1) Vielzeuf & Hollaway, 1988; (2) Bohlen *et al.*, 1983; (3) Spear *et al.*, 1999; (4) Spear & Cheney, 1989; (5) Vielzeuf & Montel, 1994; (6) Spear, 1993; (7) Grenn & Ringwood, 1967; (8) Green & Lambert, 1965.

A associação mineral das rochas máficas não é compatível com as observadas nas rochas paraderivadas. Isso sugere a possível regressão total da paragênese do pico metamórfico para condições da fácies anfibolito. Contudo a inclusão de rutilo em ilmenita pode representar o estágio de alta pressão atingido pelas rochas, já que os experimentos de Green & Ringwood (1967) e Ernst & Liu (1998) em rochas de composição basálticas, mostram que rutilo só ocorre a pressões superiores a 13 kbar.

Assim considera-se para o conjunto condições de formação na fácies granulito de alta pressão, com temperaturas em torno de 815 °C a pressões de 16 kbar, com progressão a partir do campo da estauroлита, registrada como inclusão em granada.

7.3.3.1 Retrometamorfismo

Apesar de serem reconhecidas paragêneses da fácies granulito nas rochas paraderivadas, o retrometamorfismo é intenso em todas as rochas da *klippe*. Nas rochas paraderivadas o retrometamorfismo é marcado pela desestabilização de cianita, que é substituída por intercrescimentos de cristais esqueléticos de biotita e sillimanita (prancha 7.6, A), gerados pelo cruzamento da reação 7.12, de alta para baixa temperatura e em pressões mais baixas, no campo de estabilidade da sillimanita, próximo a 850 °C e abaixo de 10 kbar como pode ser inferido pela posição da reação em grade petrogenética de Vielzeuf & Holloway (1988). A desestabilização de cianita também é registrada por massas de pequenos grãos de muscovita, com restos de grãos xenoblásticos de cianita no seu centro (prancha 7.6, B), indicando a volta das reações de quebra de muscovita (reações 7.7 e 7.11), com temperaturas inferiores a 680 °C (Spear *et al.*, 1999; White *et al.*, 2007). Mais raramente, muscovita e estaurolita idioblástica envolvem grãos de cianita, feição gerada pela volta das reações 7.6 e 7.9, em temperatura próxima a 650 °C (Spear & Cheney, inédito). Em granada o registro retrometamórfico das rochas paraderivadas é marcado por cianita ou sillimanita associado à biotita em sua borda (prancha 7.6, C), mais um indicativo da volta da reação 7.12, que ocorre tanto no campo de estabilidade da cianita, quanto no campo de estabilidade da sillimanita, próximo a 850 °C (Vielzeuf & Holloway, 1988) ou apenas biotita, indicativo da volta da reação 7.8. O retrometamorfismo em rutilo é registrado pelo intercrescimento de ilmenita e zircão em sua borda (reações 7.10, 7.16 e 7.17), motivo pelo qual as temperaturas calculadas com o geotermômetro Zr-em-Rt são mais baixas que as observadas no pico metamórfico.

Os anfibolitos, que ocorrem como *boundins* nas rochas paraderivadas, apresentam a paragênese mineral titanita + biotita + granada + quartzo + plagioclásio + hornblenda, incompatível com as condições do pico metamórfico das registradas pelas rochas paraderivadas. A ausência de clinopiroxênio na paragênese as coloca em fácies anfibolito (Pattison, 2003). Assim, é admitido que a paragênese de pico foi consumida pela associação hidratada atual. Inclusões de rutilo em ilmenita e ilmenita em titanita (prancha 7.6, D) indicam caminho com estágio de descompressão até o campo de estabilidade da ilmenita com posterior resfriamento até as condições de estabilidade da titanita (Ernst & Lui, 1998). Registro de descompressão é observado em coroas simplectíticas ao redor de granada (prancha 7.6, E), com intercrescimento esquelético de hornblenda, plagioclásio e biotita (reação 7.18):

como é observado no diagrama ACF da figura 7.6. A suspeita da presença de ortopiroxênio na

amostra SN-90B, pode indicar que o caminho retrogressivo da rocha passou pela zona de transição entre as fácies granulito de pressão intermediária e fácies anfibolito, que suporta a associação ortopiroxênio + granada + quartzo + plagioclásio + hornblenda (prancha 7.6, F), que ocorre em pressões entre 3 e 9 kbar e temperaturas entre 800 e 850 °C (Pattison, 2003). Actinolita é observada na borda de hornblenda sugerindo a substituição em temperatura próxima a da fácies xisto verde.

Figura 7.6 – Diagramas ACF para a *Klippe* Serra da Natureza; a-e: mostram a variação das associações desde o pico metamórfico (?) até as associações de mais baixa condição metamórfica; f: trajetória descompressiva dos anfibolitos, em que: (1) Ernst & Liu, 1998; (2) Spear, 1993; (3) Green & Ringwood, 1967; (4) zona de estabilidade da associação Opx-Grt-Hbl-Hbl-Pl-Qtz-Ilm (Pattinson, 2003); (5) Patino-Douce & Beard, 1995.

As feições observadas em quartzo e feldspatos são incompatíveis com as condições de pico metamórfico. Segundo Passchier & Trouw (2005), o processo de recristalização por migração de bordas de grãos em quartzo ocorre entre 500 e 700 °C, a geração de sub-grão entre 400 e 500 °C, *bulging* entre 300 e 400 °C e o fraturamento abaixo dos 300 °C. Em feldspatos fraturamento ocorre entre 400 e 500 °C e *bulging* entre 450 e 600 °C. Assim sugerem que processos deformacionais agiam durante o resfriamento.

A. Estauroлита inclusa em granada, blindada de reações metamórficas em paragnaisse granulítico da *Klippe* Serra da Natureza (SN-107); **B.** Associação de pico metamórfico dos paragnaises granulíticos da *Klippe* Serra da Natureza (SN-99) contendo Rt-Bt-Grt-Ky-Kfs; **C.** Cianita em leucossoma de paragnaisse granulítico da *Klippe* Serra da Natureza (SN-96); **D.** Pertita com lamelas de exsolução em forma de gota ou caixa (SN-52), polarizadores cruzados; **E.** Inclusões de quartzo em cianita com continuidade ótica (azul claro), foto com analisador de gipso (SN-96); **F.** Rutilo envolvido por zircão e ilmenita incluso em granada, *Klippe* Serra da Natureza (SN-96).

A. Cianita sendo substituída por intercrescimento de sillimanita e biotita, *Klippe* Serra da Natureza (SN-69); **B.** Cianita com bordas corroídas sendo substituída por fina massa de muscovita desorientada, *Klippe* Serra da Natureza (SN-52), polarizadores cruzados; **C.** Cianita, sillimanita e biotita associados à borda de granada na *Klippe* Serra da Natureza (SN-69); **D.** Inclusões de rutilo e ilmenita em titanita sugerindo o caminho da descompressão em anfibolito da *Klippe* Serra da Natureza (SN-143); **E.** Simplectito envolvendo granada com intercrescimento de hornblenda, plagioclásio e biotita, anfibolito da *Klippe* Serra da Natureza (SN-90); **F.** Possível associação de transição entre as fácies granulito de pressão intermediária e anfibolito com presença de ortopiroxênio (?), anfibolito da *Klippe* Serra da Natureza (SN-90).

Portanto, a assinatura retrometamórfica sugere re-hidratação das associações minerais do pico metamórfico contínuo à deformação. O líquido silicático produzido pelas reações de fusão cruzadas pela rocha em direção ao pico metamórfico não foi extraído de maneira eficiente e estava presente durante o resfriamento da rocha, tornando mais eficiente o efeito das reações retrometamórficas.

Com as observações realizadas pode-se inferir trajetória metamórfica horária (figura 7.5b), registrada também por núcleos de granada enriquecidos em grossulária (figura 6.3, capítulo 6), com progressão a partir do campo da estauroлита. O registro retrometamórfico indica caminho até o campo de estabilidade da sillimanita, com gradiente dP/dT aproximado de 5 kbar/50 °C, taxa de exumação compatível às taxas de granulitos de descompressão isotermal descritas por Harley (1989), que é seguida por resfriamento com taxa aproximada de 2 kbar/100 °C.

8 GEOCRONOLOGIA

Em terrenos metamórficos com rochas metamorfizadas a altas temperaturas, fácies anfibolito superior, granulito e eclogito, é difícil obter com precisão a idade do pico metamórfico. Isto se deve ao fato de que temperaturas de fechamento isotópico de grande parte dos minerais serem mais baixas do que as temperaturas atingidas durante o pico do metamorfismo. Monazita é mineral acessório formado em altas temperaturas durante o metamorfismo e diferente do zircão, que a maior parte dos grãos é herdada (Spear & Pyle, 2002). A monazita retém Pb em altas temperaturas, oferecendo, assim, potencial para obtenção de boa informação geocronológica que ajuda na determinação da história termal das rochas metamórficas. As inclusões de monazita em granada são comuns e como a granada apresenta alta temperatura de fechamento para isótopos de Pb (Zhu *et al.*, 2004), essa relação é favorável para que a granada funcione como uma armadura para a monazita que pode registrar toda a história metamórfica da rocha.

8.1 MONAZITA

O grupo da monazita apresenta diversos membros finais, definidos pelo cátion dominante. A fórmula geral é ABO_4 , em que o sítio A é ocupado por cátions grandes, tais como elementos terras raras (ETR^{3+}), Ca^{2+} e Th^{4+} , e o sítio B contém um cátion pequeno, de coordenação tetraédrica, geralmente ocupado por P^{5+} . A estrutura é composta por cadeias em que se alternam tetraedros de PO_4 e cátions do sítio A. A incorporação de U e Th na estrutura da monazita se dá por dois tipos de substituição: $ETR^{3+}P^{5+} \leftrightarrow Th/U^{4+}Si^{4+}$ ou $2ETR^{3+} \leftrightarrow Ca^{2+}Th/U^{4+}$ (Harrison *et al.*, 2002). A habilidade de incorporação de U e Th na estrutura faz da monazita um dos minerais mais radioativos. Sua estrutura retém Pb comum durante a cristalização, porém é altamente resistente a perda do Pb^* por difusão, o qual é gerado pelo decaimento de Th e U (Foster *et al.*, 2002). O decaimento α é a principal causa de danos pela radiação em minerais, se desconsiderarmos a fissão espontânea do ^{238}U , evento muito raro com meia-vida de 10^7 anos. Embora altamente radioativa, por razões ainda pouco conhecidas, a monazita não se torna metamítica. Após os decaimentos ocorrerem, a integridade cristalina do grão indica que deve haver uma habilidade natural para a reestruturação do arranjo cristalino. A baixa simetria, as fortes ligações entre P e O e a estrutura do mineral podem ser a causa da minimização do efeito da radiação (Harrison *et al.*, 2002).

O mineral pode ser utilizado para datação tanto pelo método U-Pb quanto por Th-Pb, porém quando o método U-Pb é usado na datação do mineral podem surgir alguns problemas, tais como: (1) presença significativa de componente herdado, (2) cristais que apresentam

quantidades baixas de U e de Pb, ou (3) excesso ^{206}Pb proveniente de enriquecimento em ^{230}Th ocorrido durante o crescimento do cristal, o que gera idades discordantes e reversas. A incerteza maior nas idades pode ser decorrente de influências externas: (1) perda de Pb por permanência prolongada acima da temperatura do fechamento, (2) perda do Pb devido a processo da dissolução ou reprecipitação, ou (3) incorporação de ^{206}Pb ou ^{207}Pb radiogênico de minerais inclusos no cristal de monazita, geralmente xenotima e uraninita (Montel *et al.*, 1996). Análises *in situ* e a combinação com datações U-Pb e Th-Pb permitem identificar e corrigir alguns desses problemas.

A ocorrência de monazita é comum em rochas pelíticas e menor em rochas quartzo-feldspáticas, máficas e calcárias. Ocorre como grãos detriticos em sedimentos, porém é pouco estável durante processos diagenéticos (Spears & Pyle, 2002), mas é estável em grande intervalo *P-T* do metamorfismo. Durante a progressão metamórfica o cristal tende a crescer com auréolas xenoblásticas. Estudos petrográficos e termobarométricos sugerem que o aparecimento da monazita durante o metamorfismo ocorre entre 500 e 600 °C pela quebra da allanita (Catlos *et al.*, 2002), condições coincidentes com a zona da estauroлита, comumente cristalizando junto com granada. As inclusões de monazita em grãos de granada sugerem crescimento conjunto e, como a granada também não permite Pb em sua estrutura, fornece excelente condição para a datação do metamorfismo, pois isola os grãos de monazita do meio. Em terrenos de evolução geológica complexa, os cristais de monazita podem preservar núcleos herdados de outros eventos térmicos, sucessivas fases de crescimento e/ou reabertura parcial do sistema, dificultando as interpretações geocronológicas.

Os resultados de experimentos recentes, em grãos sintéticos de monazita, reportam temperaturas de fechamento para grão esférico, com 20 μm de diâmetro, de 950 °C, dada taxa de resfriamento de 10 °C/Ma (Cherniak *et al.*, 2004). A temperatura pode atingir até 1350 °C, dependendo da taxa de resfriamento. Todavia, as observações em amostras naturais sugerem temperaturas de fechamento entre 700 e 800 °C, as quais são utilizadas como referência pela maioria dos trabalhos (*e.g.*, Montel *et al.*, 1996; Vlach & Gualda, 2000; Catlos *et al.*, 2002; Harrison *et al.*, 2002). As temperaturas de aparecimento e de fechamento coincidem, de certo modo, com os limites da fácies anfibolito, sendo a monazita excelente cronômetro para rochas da fácies anfibolito superior e início da fácies granulito, ou eclogito, se as pressões forem elevadas.

8.1.1 Idades químicas via microsonda eletrônica (EPMA)

A alta resolução espacial do feixe eletrônico da microsonda eletrônica permite obter dados químicos e geocronológicos em domínios intracristalinos em resolução espacial de 1 a 3

μm^3 , fato importante para o estudo de rochas poligenéticas, uma vez que gerações texturais distintas dos minerais com Th e U, ou mesmo domínios internos de um mesmo cristal, podem preservar ou adquirir assinaturas químicas e isotópicas representativas de eventos geológicos diferentes. As características tornam o método especialmente útil para o estudo de cinturões metamórficos e do magmatismo crustal associado (Vlach, 2009). Adicionalmente, o controle textural e micro-estrutural levantado na fase de petrografia é usado para a escolha de grãos para serem datados com a microsonda eletrônica, técnica não destrutiva, cuja preparação e análise das amostras são simples e de baixo custo.

O método consiste em medir as concentrações de Th, U e Pb em cristais e calcular a idade (t) utilizando a equação 8.1 (Montel *et al.* 1996):

$$Pb = \frac{Th}{232} \times [\exp(\lambda^{232}t) - 1]208 + \frac{U}{238,04} 0,9928 \times [\exp(\lambda^{238}t) - 1]206 + \frac{U}{238,04} 0,0072 \times [\exp(\lambda^{235}t) - 1]207 \quad (8.1)$$

em que Pb, U e Th são os valores medidos em ppm e λ^{232} , λ^{235} e λ^{238} são as constantes de decaimento radioativo de ^{232}Th , ^{235}U e ^{238}U , respectivamente. O cálculo da idade possui significado geológico se: Pb não-radiogênico for insignificante e as modificações nas proporções de U, Th e Pb ocorrerem apenas por decaimento radioativo. O método tem sido utilizado com êxito, produzindo idades geologicamente coerentes, inclusive dentro do contexto geológico do presente estudo. As limitações específicas do método são restritas a rochas de idades muito jovens, até 100 Ma, pois as concentrações de Pb estão abaixo dos limites de detecção (Montel *et al.*, 1996).

8.1.2 Rotina de análise no Laboratório de Microsonda Eletrônica do IGc-USP

O trabalho de datação, através de idades químicas, pioneiro no Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IGc-USP), foi realizado por Vlach & Gualda (2000) que desenvolveram a técnica no Laboratório de Microsonda Eletrônica do IGc-USP e aplicaram a mesma em amostras da região sudeste do Brasil. Desde então vários outros trabalhos aplicando a metodologia e aprimorando a técnica foram realizados, reproduzindo resultados satisfatórios. Ela tem sido aplicada tanto a rochas ígneas quanto metamórficas de diversas regiões, idades e contextos tectônicos (*eg.* Vlach & Gualda, 2000; Vlach & Del Lama, 2002; Vlach *et al.*, 2003; Faleiros, 2008 e Martins *et al.*, 2009).

As determinações quantitativas dos elementos foram realizadas em microsonda JEOL JXA-8600S, utilizando 15 kV de voltagem de aceleração, 300 nA de corrente do feixe eletrônico, 5 μm de diâmetro de feixe e tempos de integração de contagens entre 10 e 200 segundos, sendo

os maiores tempos para os elementos Th, U e Pb. Correções de efeito matriz (número atômico, absorção de massa e fluorescência secundária) foram realizadas com o procedimento PROZA (Bastin *et al.*, 1984). Para conferir a calibração foram utilizadas amostras de monazita natural do granito Natividade, datada em *ca.* 595 Ma (Janasi & Vlach, inédito). Maiores detalhes da aplicação da técnica e seu histórico no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, calibrações, padrões, correções é apresentado por Vlach (2009).

8.2 RESULTADOS

Para os grãos analisados de monazita foram obtidas imagens de elétrons retro-espalhados (BSE), em modo composicional, as quais identificam regiões com variações químicas. As idades pontuais e os erros associados foram calculados utilizando a planilha do Microsoft Excel®, AgeMona, desenvolvida por Vlach & Gualda (inédito) e tratadas com Isoplot (Ludwig, 2003).

Da amostra SN-27, Xisto Santo Antônio, *Nappe* Andrelândia, um grão foi analisado, o qual é xenoblástico, pertencente a matriz, com fraturas e, de acordo com a imagem BSE, é homogêneo quimicamente (prancha 8.1, A). Os resultados das datações pontuais são homogêneos com média em 586 ± 10 Ma (tabela 8.1; figura 8.1a).

Do xisto a estauroлита (SN-64), do topo Na *Nappe* Liberdade, cinco grãos de monazita foram analisados (prancha 8.1, B a F). Grãos da matriz e os inclusos em granada foram priorizados. Ambos os tipos de grãos são xenoblásticos, alongados e apresentam zonas de composições químicas distintas. As zonas composicionais são evidentes em dois grãos da matriz (prancha 8.1, D e E), que são diferenciadas por regiões claras e escuras na imagem BSE, com tons mais claros no centro do cristal e tons mais escuros na borda, relacionadas às concentrações de Th, U, Pb e Y. As zonas claras apresentam concentrações maiores de Th, U e Pb e menores de Y. Embora existam diferenças composicionais e texturais, as datações são homogêneas (tabela 8.1), com média de $622,3 \pm 6,1$ Ma. Apenas duas análises destoam da média calculada (figura 8.1b), produzindo valores mais jovens.

Sete grãos de monazita da amostra SN-52, paragnaisse granulítico, *Klippe* Serra da Natureza, foram analisados, todos xenoblásticos (prancha 8.1, G a K), ocorrendo na matriz ou inclusos em granada. Os grãos com diâmetro superiores a 10 μm , independente do contexto textural, apresentam zoneamento químico heterogêneo com manchas claras e escuras distribuídas aleatoriamente nos cristais. Exceção feita a um grão (prancha 8.1, H) que apresenta zoneamento núcleo-borda bem marcado. Todavia, seja aleatória ou homogênea a distribuição química, cores

Tabela 8.1 – Resultados analíticos e idades obtidas pelos macros de Microsoft Excel® AgeMona (Vlach & Gualda, inédito) e Isoplot (Ludwig, 2003)

Estrutura	Amostra	Localização	Grão	Análise	Th (ppm)		U (ppm)		Pb (ppm)		Ma.		Média (Ma.)
					Medido	Erro (2 σ)	Medido	Erro (2 σ)	Medido	Erro (2 σ)	Idade	Erro (2 σ)	
<i>Nappe</i> Andrelândia	27	matriz	1	1	27710	616	6424	187	1306	76	594	32	586 $\pm$ 10
			1	2	27020	600	13551	315	1957	90	607	25	
			1	3	30930	679	8320	216	1454	86	556	30	
			1	4	29890	660	12841	303	1890	89	583	25	
			1	5	31950	698	10880	264	1778	88	584	26	
			1	6	28100	623	11809	285	1792	89	595	27	
			1	7	32660	715	11462	274	1820	89	575	25	
<i>Nappe</i> Liberdade	64	indusa em Grt	1	1	37400	810	4883	160	1534	87	636	33	622.3 $\pm$ 6.1
			1	2	37400	810	4883	160	1535	87	637	33	
			1	3	34380	746	4925	160	1415	86	621	35	
			1	4	38890	837	4938	161	1552	87	625	32	
			1	5	38740	835	5179	171	1524	86	607	32	
			1	6	39440	848	5272	173	1614	87	630	31	
		matriz	2	1	29880	660	10401	256	1758	88	609	27	
			2	2	29180	643	4948	159	1298	75	633	34	
			2	3	32590	713	6143	184	1422	85	598	33	
		matriz	3	1	71620	1496	13669	325	3350	106	637	17	
			3	2	39580	850	5021	162	1560	87	617	32	
			3	3	34460	748	4444	154	1296	75	587	31	
			3	4	32010	699	6569	190	1546	86	639	33	
		matriz	4	1	73860	1541	8815	237	2856	99	616	18	
			4	2	59750	1257	11952	293	2812	99	629	19	
			4	3	55370	1168	10927	269	2606	96	633	20	
			4	4	25230	568	5529	174	1116	74	572	35	
		matriz	5	1	21790	498	5515	173	1100	74	611	38	
			5	2	15690	383	1248	114	558	71	626	76	
			5	3	32050	699	3949	147	1272	85	626	39	
<i>Klippe</i> Serra da Natureza	52	matriz	1	1	24790	555	3994	147	995	73	583	40	602.5 $\pm$ 6.7
			1	2	35070	759	4757	158	1384	76	606	30	
			1	3	29690	652	4363	152	1160	74	585	35	
			1	4	32160	702	4857	159	1296	75	598	32	
			1	5	36870	796	2009	120	1194	74	610	35	
			1	6	30230	666	4937	159	1286	75	614	33	
			1	7	32880	719	4480	154	1304	75	608	32	
			1	8	30230	666	4697	156	1216	74	591	34	
		matriz	3	1	32770	717	4551	155	1302	75	606	32	
			3	2	31980	698	4259	151	1273	75	614	33	
			3	3	28950	639	3121	138	1008	73	572	39	
			3	4	38270	826	1704	118	1178	74	596	35	
		indusa em Grt	4	1	28890	638	3241	139	1098	74	616	38	
			4	2	37460	811	4303	152	1397	76	601	30	
			4	3	33110	723	4238	151	1252	75	591	33	
			4	4	35140	760	4287	152	1381	76	622	31	
			4	5	47850	1016	5355	175	1847	89	626	27	
			4	6	39220	843	3724	146	1365	75	589	30	
		matriz	5	1	36170	783	3336	141	1243	75	586	33	
			5	2	38900	837	3938	148	1368	86	586	34	
		matriz	7	1	27210	603	4279	151	1079	73	581	37	
			7	2	46090	983	4943	162	1700	87	606	28	
			7	3	35660	774	4601	156	1449	77	632	30	
		em Grt ($\leq 10 \mu\text{m}$)	2	1	26900	602	3122	138	1045	73	624	41	616 $\pm$ 16
			2	2	30240	666	3327	140	1105	74	596	37	
		em Grt ($\leq 10 \mu\text{m}$)	6	1	52520	1110	1627	118	1595	87	612	30	
			6	2	59020	1243	2379	134	1886	90	626	26	

mais claras indicam concentrações maiores de Th, Pb e, principalmente, U. As diferenças químicas e texturais não implicam em diferenças de datação (tabela 8.1) com média integrada de $602,5 \pm 6,7$ Ma (figura 8.1c). Grãos iguais ou inferiores a $10 \mu\text{m}$, sempre inclusos em granada, não apresentam zoneamento químico e fornecem datações mais antigas, 616 ± 16 Ma (figura 8.1c), se comparadas aos grãos maiores. A incerteza maior é dada pelo número reduzido de análises.

Figura 8.1 – Diagrama ilustrando a variação das idades pontuais e respectivos erros. a: *Nappe* Andrelândia; b: *Nappe* Liberdade; c: *Klippe* Serra da Natureza. Barras verticais representam as idades pontuais com erro 2σ associados, barras horizontais representam idades médias obtidas para as devidas populações.

No Terreno Andrelândia já foram realizados diversos estudos geocronológicos, onde os principais dados estão sumarizados na tabela 8.2. A maior parte dos estudos está concentrada em rochas da porção ocidental do orógeno. Observa-se dispersão das datações entre 650 e 580 Ma, sendo que os valores entre 650 e 600 Ma são relacionadas à orogênese Brasília e os inferiores a 600 Ma relacionadas ao metamorfismo da Faixa Ribeira e originados em zona de interferência entre as duas faixas móveis (eg. Trouw *et al.* 1994; Trouw *et al.* 2000b; Peternel *et al.* 2005; Trouw & Peternel, 2007).

Tabela 8.2 – Compilação dos principais dados geocronológicos para o Terreno Andrelândia

Referência	Localização	Rocha	Idade (Ma.)	Método	Interpretação do(s) autor(es)
Heilbron <i>et al.</i> (1989)	<i>Nappe</i> Andrelândia	paragneisse	636 ± 34	Rb-Sr (RT)	metamorfismo relacionado à Faixa Brasília
		anfíbolito	591 ± 18	K-Ar (Amp)	metamorfismo relacionado à Faixa Ribeira
Trouw & Pankhurst (1993)	<i>Nappe</i> Andrelândia	retroeclogito	604 ± 9	Sm-Nd (Grt)	estágio inicial de alta pressão
Machado <i>et al.</i> (1996)	Terreno Andrelândia ocidental	paragneisses	ca. 611	Pb-Pb (Mnz e Tnt)	metamorfismo M1
			ca. 565	Pb-Pb (Mnz e Tnt)	metamorfismo relacionado à Faixa Ribeira
Machado & Gauthier (1996)	Terreno Andrelândia ocidental	quartzito	ca. 590-560	U-Pb (mnz)	metamorfismo relacionado à Faixa Ribeira
Janasi (1999)	<i>Nappe</i> Três Pontas-Varginha	Sil-Grt granulito	612 ± 1	U-Pb (Mnz)	metamorfismo relacionado à Faixa Brasília
Vlach & Gualda (2000)	<i>Nappe</i> Três Pontas-Varginha	Ky-Grt granulito	635 ± 20	U-Th-Pb (Mnz - EPMA)	metamorfismo relacionado à Faixa Brasília
Fetter <i>et al.</i> (2001)	<i>Nappe</i> Andrelândia	Xisto Santo Antônio	609 ± 2	U-Pb (Mnz)	idade da foliação S ₂
	Intrusões	Tur leucogranito	ca. 590	U-Pb (Mnz)	idade da intrusão
Campos Neto <i>et al.</i> (2004)	<i>Nappe</i> Três Pontas-Varginha	granulito básico	628 ± 1	Ar-Ar (Amp)	metamorfismo relacionado à Faixa Brasília
		Ky-Grt granulito	568 ± 18	Sm-Nd (Grt-RT)	-
	<i>Nappe</i> Pouso Alto	Sil-Grt granulito	555 ± 1,5	Ar-Ar (Bt)	resfriamento à temperatura de fechamento
	<i>Nappe</i> Andrelândia (<i>front</i>)	Ky-Grt micaxisto	510 ± 1	Ar-Ar (Bt)	resfriamento à temperatura de fechamento
	<i>Nappe</i> Andrelândia (retaguarda)	Ky-Grt micaxisto	543 ± 1,6	Ar-Ar (Ms)	resfriamento à temperatura de fechamento
Reno <i>et al.</i> (2006)	<i>Nappe</i> Três Pontas-Varginha	-	650 ± 4	U-Pb (Zrc)	metamorfismo relacionado à Faixa Brasília
		-	605 ± 6	U-Pb (Zrc)	colocação da <i>Nappe</i> Socorro-Guaxupé
	<i>Nappe</i> Carmo da Cachoeira	-	623 ± 10	U-Pb (Mnz)	metamorfismo relacionado à Faixa Brasília
		-	602 ± 6	U-Pb (Mnz)	colocação da <i>Nappe</i> Socorro-Guaxupé
Campos Neto <i>et al.</i> (2007)	<i>Nappe</i> Andrelândia	Xisto Santo Antônio	606 ± 2	U-Pb (Mnz)	metamorfismo relacionado à Faixa Brasília
	<i>Nappe</i> Liberdade	Ky-Grt-Ms-Bt xisto	611 ± 18	U-Pb (Mnz)	metamorfismo relacionado à Faixa Brasília
Trouw <i>et al.</i> (2008)	<i>Nappe</i> Andrelândia	-	620,8 ± 2	U-Pb (Zrc - SHRIMP)	metamorfismo relacionado à Faixa Brasília
		-	586,9 ± 8,7	U-Pb (Zrc - SHRIMP)	metamorfismo relacionado à Faixa Ribeira
Cioffi (2009)	<i>Klippe</i> Carvalhos	Rt-Ky-Grt granulito	618,1 ± 1,9	U-Pb (Mnz)	metamorfismo relacionado à Faixa Brasília
		granulito básico	583 ± 14,8	K-Ar (Amp)	metamorfismo relacionado à Faixa Ribeira
Campos Neto <i>et al.</i> (inédito)	<i>Klippe</i> Carvalhos	Rt-Ky-Grt granulito	618 ± 1,7	U-Pb (Mnz)	metamorfismo relacionado à Faixa Brasília
Este trabalho	<i>Nappe</i> Andrelândia	Xisto Santo Antônio	586 ± 10	U-Th-Pb (Mnz - EPMA)	metamorfismo relacionado à Faixa Brasília
	<i>Nappe</i> Liberdade	Bt-Ky-Grt-Ms xisto	622,3 ± 6,2	U-Th-Pb (Mnz - EPMA)	metamorfismo relacionado à Faixa Brasília
	<i>Klippe</i> Serra da Natureza	Ky-Grt granulito	616 ± 16	U-Th-Pb (Mnz - EPMA)	metamorfismo relacionado à Faixa Brasília
			602,5 ± 6,8	U-Th-Pb (Mnz - EPMA)	resfriamento à <i>T</i> de fechamento/retrometamorfismo

A. Localizada na matriz do Xisto Santo Antônio, *Nappe* Andrelândia (SN-27); **B** a **E.** Localizadas na matriz do xisto da *Nappe* Liberdade (SN-64); **F.** Inclusa em porfiroblasto de granada na *Nappe* Liberdade (SN-64); **G** a **I.** Localizadas na matriz da rocha da *Klippe* Serra da Natureza (SN-52); **J.** Inclusa em porfiroblasto de granada da *Klippe* Serra da Natureza (SN-52); **K.** Inclusa em porfiroblasto de granada e inferior a 10 μm , *Klippe* Serra da Natureza (SN-52).

Com base nas informações coligidas na bibliografia, observa-se que os valores obtidos com as datações químicas no presente trabalho são semelhantes a valores já determinados para as rochas da região por diferentes métodos. A datação de 586 ± 10 Ma obtida para a amostra (SN-27) da *Nappe* Andrelândia é inferior aos valores obtidos na maior parte dos trabalhos para as rochas dessa estrutura e de sua correlata, na porção oriental do orógeno, a *Nappe* Carmo da Cachoeira. Os valores das datações obtidos por outros autores estão em *ca.* 610 Ma (*e.g.* Trouw & Pankhurst, 1993; Fetter *et al.*, 2001; Reno *et al.*, 2006). Contudo dados de Heilbron *et al.* (1989) e Trouw *et al.* (2008) são coincidentes, ou próximos ao aqui apresentado. Trouw & Pankhurst (1993) atribuem a datação de 604 ± 9 Ma, obtida por isócrona Sm-Nd de Grt e rochas, em retroeclogito, como idade do início do metamorfismo de alta pressão. Heilbron *et al.* (1989) determinou idade semelhante, 591 ± 18 Ma com o método K-Ar em anfibólio. Trouw *et al.* (2008) obtiveram datação de 586 ± 8 Ma determinadas em grãos de zircão com método U-Pb e análises com SHRIMP. Os dois últimos trabalhos atribuem as idades à época em que ocorreu a interferência causada pelo avanço da orogênese formadora da Faixa Ribeira sobre a Faixa Brasília.

A princípio o valor de 586 ± 10 Ma obtido em grão da matriz do Xisto Santo Antônio, *Nappe* Andrelândia, pode representar a influência de segundo evento metamórfico relacionado à interferência da Faixa Ribeira, como proposto por alguns autores (*e.g.* Heilbron *et al.*, 1989; Trouw *et al.* 1994, 2008; Trouw *et al.* 2000b; Peternel *et al.* 2005; Trouw & Peternel, 2007). Contudo, há de se considerar que a estruturação do orógeno não foi instantânea e é passível que variações da idade do auge metamórfico ocorram em diferentes porções do orógeno. Desse modo, é possível que a progressão tardia da *Nappe* Liberdade, sobre essa porção da *Nappe* Andrelândia, tenha colocado-a em pressões e temperaturas mais elevadas, gerando auge metamórfico mais novo ou mesmo um segundo auge metamórfico. Considerando que as sucessivas intrusões graníticas serviram de lubrificante para a progressão das *nappes*, alterando a reologia das rochas, a idade de 590 Ma (Fetter *et al.*, 2001) em turmalina granito, em monazita pelo método U-Pb, é coincidente a obtida para a amostra SN-27 e também da amparo à interpretação. A ausência de núcleo mais antigo no grão analisado e os critérios estruturais e petrográficos, discutidos nos capítulos anteriores, contribuem para a interpretação sugerida do auge metamórfico mais novo para as rochas da *Nappe* Andrelândia na região. De certo, a idade apresentada indica importante evento metamórfico, seja ele o principal ou não.

A datação obtida para a amostra da *Nappe* Liberdade, SN-64, é de $622,3 \pm 6,1$ Ma. O valor, dentro da margem de erro envolvida, é o mesmo da única datação disponível para rochas da estrutura, valor de 611 ± 18 Ma obtido pelo método U-Pb em monazita (Campos Neto *et al.*, 2007).

Considerando como 750 °C a temperatura de fechamento em monazita para o sistema U-Th-Pb, a datação de $622,3 \pm 6,1$ Ma obtida para rocha da *Nappe* Liberdade representa a idade do pico metamórfico, uma vez que as condições de pico calculadas são 642 °C e 8,5 kbar, com temperatura inferior a de fechamento.

As primeiras datações feitas para rochas da *Klippe* Serra da Natureza são as apresentadas neste trabalho, com datações de 616 ± 16 Ma para grãos menores de monazita inclusos em granada e $602,5 \pm 6,7$ Ma para os demais grãos. A datação mais antiga é semelhante à determinada para rocha da *Klippe* Carvalhos, 618 ± 2 , pelo método U-Pb (ID-TIMS) em monazita (Cioffi, 2009; Campos Neto *et al.*, 2009). Contudo esses valores são mais novos que os determinados para as rochas da *Nappe* Três Pontas-Varginha, que estão no intervalo entre 650 e 620 Ma (Vlach & Gualda, 2000; Campos Neto *et al.*, 2004; Reno *et al.*, 2006).

As datações obtidas nas rochas da *Klippe* Serra da Natureza podem ser interpretadas de duas formas. Na primeira, a datação de $602,5 \pm 6,7$ Ma, obtida em grãos da matriz da rocha pode ser interpretada como a idade do pico metamórfico, que atingiu 815 °C e 16 kbar. Incluso em granada, grãos de monazita dessa amostra apontam idades de 616 ± 16 Ma, que pode ser interpretada como registro da progressão metamórfica, no qual esses grãos foram “blindados” do processo de difusão durante o aquecimento, pela granada.

A segunda interpretação possível é imaginar que a datação de 616 ± 16 Ma represente idade do pico metamórfico, ou próxima a ele, e a datação de $602,5 \pm 6,7$ Ma obtida em grãos da matriz seja a idade de resfriamento a temperaturas próximas a 700-750 °C. Se a segunda hipótese for verdadeira a taxa de resfriamento seria de ~ 7 a 9 °C/Ma. Contudo, há de se considerar que o retrometamorfismo sofrido pelas rochas da região pode ter dissolvido e reaberto o sistema U-Th-Pb nos cristais de monazita da matriz, sendo que a datação de $602,5 \pm 6,7$ Ma pode representar a idade do retrometamorfismo.

Seja qual for a interpretação, considerando a *Nappe* Liberdade e a *Klippe* Serra da Natureza, as idades são compatíveis às conferidas pela orogênese Brasília e corroboram o modelo geral de orogêneses proposto por England & Thompson (1984), em que o pico metamórfico das rochas mais profundas é mais novo que o das rochas mais rasas, pois o aquecimento até temperaturas mais altas é mais demorado.

9 DISCUSSÃO

9.1 CONSIDERAÇÕES INICIAIS

Na área estudada, são identificadas três estruturas alóctones, que são, da base para o topo, *Nappe* Andrelândia, *Nappe* Liberdade e *Klippe* Serra da Natureza e apresentam história evolutiva distintas porém relacionadas ao mesmo contexto tectônico.

Na *Nappe* Andrelândia duas unidades são de fácil distinção, Xisto Santo Antônio e Xisto Serra da Boa Vista. Na base ocorre o Xisto Serra da Boa Vista, caracterizado por alternância pelito-psamítica, (estaurolita)-plagioclásio-rutilo-cianita-granada-biotita-muscovita-xisto intercalado com espessas camadas de muscovita quartzito. No topo ocorre o Xisto Santo Antônio, rocha rica em biotita e plagioclásio, o que indica que o sedimento original era imaturo a (estaurolita)-(rutilo)-cianita-muscovita-granada-plagioclásio-biotita-quartzo. Dentro da *nappe*, zonas tranpressivas sinistrais são responsáveis por repetições da estratigrafia, colocando o Xisto Serra da Boa Vista sobre o Xisto Santo Antônio. Na base da estrutura observa-se paragênese a estaurolita + cianita + biotita + granada e, no topo, cianita + biotita + granada, configurando inversão metamórfica. Para as duas porções, base e topo, foram feitos cálculos termobarométricos, em que, na base, em amostra de Xisto Santo Antônio a estaurolita, os resultados são de 668 ± 15 °C e $9,1 \pm 0,7$ kbar e no topo, em amostra de Xisto Serra da Boa Vista sem estaurolita, os valores são 665 ± 17 °C e $10,4 \pm 0,7$ kbar. Como na área investigada, o pacote da *Nappe* Andrelândia não é espesso, as diferenças das condições *P-T* calculadas não significativas, mesmo tendo sido determinada a inversão metamórfica a partir das paragêneses observadas. A inversão já havia sido previamente descrita e trabalhos termobarométricos anteriores confirmam a observação de que existe padrão metamórfico inverso na estrutura (*e.g.* Garcia & Campos Neto, 2003; Santos *et al.*, 2004).

Na escala de trabalho, as unidades da *Nappe* Liberdade são heterogêneas, mas predominam rochas de protólito pelito-psamítico com a paragênese rutilo + cianita + granada + biotita + muscovita + quartzo $\pm$ leucossoma (fusão) $\pm$ estaurolita $\pm$ plagioclásio que podem corresponder ao Xisto Serra da Boa Vista da *Nappe* Andrelândia, como já observado no mapa de Paciullo *et al.* (2003b). Variações com maior quantidade de biotita e plagioclásio podem ser correspondente ao Xisto Santo Antônio. Ocorrem intercalações de rochas máficas, anfíbolitos orto ou paraderivados, e rochas metaultramáficas. As rochas máficas apresentam a associação carbonato + epidoto + titanita + quartzo + granada + biotita + hornblenda + plagioclásio $\pm$ diopsídio e as rochas metaultramáficas apresentam talco e anfibólio (grunerita). Na base da *Nappe*

Liberdade, próximo ao contato com a *Nappe* Andrelândia, a foliação das rochas é gnáissica, a paragénese é cianita + granada + biotita + fusão, evidenciada pela presença de leucossoma. Em direção ao topo da *nappe* a foliação torna-se xistosa, feições de anatexia *in situ* desaparecem e estauroлита é estável. A disposição estratigráfica das paragéneses indica padrão metamórfico normal para a *nappe*, comprovado com a termobarometria, no topo as condições *P-T* são de 642 ± 28 °C e $8,2 \pm 1,4$ kbar, na porção intermediária, 678 ± 60 °C e $8,4 \pm 1,3$ kbar e, na base, 714 ± 29 °C e $10,2 \pm 1$ kbar. Assim, é notório o aumento da temperatura do topo para a base da *nappe*. O registro retrometamórfico na *Nappe* Liberdade é comum, com substituição da paragénese de mais alta temperatura por associações hidratadas.

As rochas da *Klippe* Serra da Natureza são caracterizadas pela presença abundante, nos paragnaisses granulíticos, de leucossoma contendo granada e cianita, e mesossoma com a paragénese rutilo + ortoclásio + cianita + granada + quartzo $\pm$ plagioclásio $\pm$ biotita, sem muscovita e estauroлита. A associação é característica da fácies granulito de alta pressão. Cálculos termobarométricos em duas amostras da *klippe* indicam condições *P-T* de 815 °C e 15 kbar.

Como observado nas rochas da *Nappe* Liberdade, nas da *Klippe* Serra da Natureza predominam feições retrometamórficas sobre as texturas da progressão metamórfica; cianita substituída por sillimanita, ou sillimanita + biotita $\pm$ muscovita, ou ainda por muscovita + estauroлита; granada e rutilo são substituídos por ilmenita + zircão; granada por biotita + quartzo + feldspatos $\pm$ sillimanita e; ortoclásio por muscovita.

As rochas máficas são raras e a paragénese granada + hornblenda + plagioclásio é incompatível com a associação de pico metamórfico dos paragnaisses e admite-se que a associação da fácies granulito foi totalmente substituída pela associação hidratada. Entretanto, localmente são reconhecidos raros grãos de ortopiroxênio, indicando que essas rochas foram submetidas às condições da fácies granulito. A trajetória descompressiva é registrada por coroas symplectíticas ao redor de granada com intercrescimentos de hornblenda, biotita e plagioclásio e pela desestabilização de rutilo substituído por ilmenita e/ou titanita. O resfriamento é suportado pela substituição de hornblenda por actinolita e a estabilização de epidoto.

Desse modo, apesar de registros metamórficos distintos entre as três estruturas, elas apresentam trajetórias *P-T* similares e concêntricas, com estágio de descompressão isothermal e seguido por resfriamento-descompressão, paralelo a curva cianita-sillimanita. As condições do pico metamórfico das amostras investigadas estão alinhadas, definindo o gradiente metamórfico de campo (Turner, 1981), o que demonstra que essas rochas apresentam coerência na evolução metamórfica, mesmo pertencendo a *nappes* diferentes (figura 9.1). O gradiente metamórfico de

campo define a série de fácies das rochas e pode ser observado que a o gradiente P/T definido é mais elevado do que o tipo barroviano clássico.

As três estruturas podem ser relacionadas pela superfície metamórfica S_2 , foliação resultante da deformação por cisalhamento simples, em regime dúctil, penetrativa em todo o pacote em que a fase D_2 foi responsável pela formação dessa foliação e das lineações associadas, mineral, de estiramento e *boudins*. Dobras intrafoliais à foliação S_2 e padrões de inclusão em porfiroblastos de granada sugerem foliação pretérita (S_1). Bandamento composicional nas dobras D_2 sugere que S_1 foi paralelo ao acamamento sedimentar (S_0). Localmente a foliação S_2 é transposta por S_3 que ocorre em posição plano axial às dobras de terceira geração. As fases deformacionais D_4 e D_5 são caracterizadas por dobras suaves e abertas, evidenciadas pelo caimento duplo de elementos planares pretéritos (S_2 e S_3). A sobreposição da deformação relacionada a essas fases forma padrão de interferência do tipo 1, em domos e bacias, em que a deformação D_4 é responsável pela formação da calha sinformal a qual se amoldam a *Nappe* Liberdade e *Klippe* Serra da Natureza.

O contato entre as *nappes* Andrelândia e Liberdade se dá por extensa zona de cisalhamento de caráter sinistral, que funcionou como rampa lateral para a *Nappe* Liberdade. As estruturas são verticalizadas e as lineações são direcionais (NE-SW). O contato entre a *Nappe* Liberdade e a *Klippe* Serra da Natureza ocorre em superfície de cavalgamento horizontalizada e é responsável pela inversão metamórfica, colocando a estrutura inferior sobre a estrutura intermediária.

As lineações minerais e de estiramento, junto com os indicadores cinemáticos, indicam transporte tectônico de topo para NE, além de dobramentos acompanhados por falhas de arrasto preenchidas por leucogranitos evidenciando falhamento normal contemporâneo à progressão das *nappes*. Outro conjunto de lineações, menos comum, apresenta direção NW-SE e pode estar relacionado ao rompimento de dobras de terceira geração (D_3).

As datações em monazita, feitas com a microsonda eletrônica apontam resultados para a *Nappe* Andrelândia de 586 ± 10 Ma, para a *Nappe* Liberdade de 622 ± 6 Ma e para a *Klippe* Serra da Natureza de 616 ± 16 Ma, em grãos de monazita inclusos em granada, e 602 ± 7 Ma para grãos de monazita distribuídos pela matriz.

9.2 LINEAÇÕES NW-SE

Embora a lineação dominante na área investigada tenha direção NE, é observada uma segunda família de lineações, principalmente de estiramento mineral, de direção NW-SE, sugerindo transporte para NW. Alguns autores defendem que a estruturação das rochas da região

é resultado de complexa zona de interferência consequente da colisão tardia e relacionada à estruturação da Faixa Ribeira (*e.g.* Heilbron, 1990; Trouw *et al.*, 1994; Trouw *et al.*, 2000b; Peternel *et al.*, 2005; Trouw & Peternel, 2007). A hipótese é apoiada pelo fato de ocorrerem lineações de direção W-NW associadas a dobras D_3 de planos axiais ortogonais a esta, na isógrada da sillimanita que trunca as estruturas pré-existentes (Trouw *et al.*, 2000a,b; Peternel *et al.*, 2005) e dados geocronológicos que indicam abertura dos sistemas K-Ar e U-Pb em *ca.* 580 Ma, idade típica do primeiro pulso metamórfico da Faixa Ribeira (Heilbron *et al.*, 1995). Em contrapartida, Campos Neto & Caby (1999 e 2000) consideram que não existem eventos termotectônicos sobrepostos e sim um único evento colisional contínuo do tipo himalaiano.

A direção de transporte da Faixa Ribeira é interpretada de várias maneiras. Machado & Endo (1993a, b e c) e Machado (1997) consideram a evolução da Faixa Ribeira sob limite transpressional dextral de direção NE-SW, com transporte de massa para SW. Vauchez *et al.* (1992) e Trompette *et al.* (1993) caracterizam a deformação da Faixa Ribeira com partição em duas direções NW e SW, em que a direção NW representa estágio colisional precoce, seguido pela transcorrência SW, sincrônica ao metamorfismo de *ca.* 580 Ma (Heilbron *et al.*, 1995). De acordo com essas interpretações, a Faixa Ribeira não produz compressão NW-SE, no período de 580 Ma, não sendo responsável pela compressão nesse sentido com transporte NW evidenciado por dobras D_3 , foliação S_3 e lineações L_3 .

Certamente que esses elementos representam compressão e encurtamento na direção NW-SE. Aqui ela é interpretada como lineação relacionada a rompimento das dobras no sentido de vergência da compressão (NW) que pode estar relacionada a acomodação tectônica que desviou a direção de transporte.

9.3 METAMORFISMO

Na área é observado que o padrão invertido do metamorfismo só é observado dentro das rochas da *Nappe* Andrelândia, nos outros segmentos ele se faz pela sobreposição tectônica de *nappes* contendo rochas de fácies metamórficas de temperaturas mais elevadas sobre as rochas de fácies de temperaturas mais baixas. A inversão metamórfica dentro da *Nappe* Andrelândia pode ter sido causada pela extrusão tectônica das rochas com dobramento simultâneo das isógradas, de acordo com modelo proposto por Grujic *et al.*, 1996, ou pela progressão da *Nappe* Liberdade, que trouxe o calor da sua base e influenciou o metamorfismo na *Nappe* Andrelândia, conferindo-a um caráter metamórfico invertido.

A *Klippe* Serra da Natureza é caracterizada por paragênese da fácies granulito de alta

Figura 9.1 – Trajetórias *P-T* das *nappes* estudadas. Trajetórias em tons de azul para a *Nappe* Andrelândia, em tons de verde para a *Nappe* Liberdade e em vermelho para a *Klippe* Serra da Natureza. Nos círculos está plotado o pico metamórfico de cada porção estudada. O gradiente metamórfico de campo (GMC) para o conjunto é plotado a partir do pico metamórfico ($T_{\text{máx}}$) de cada trajetória *P-T*. Limites de fácies segundo Spear (1993) e campo dos granulitos de alta pressão segundo O'Brien & Rötzler (2003).

pressão. As observações realizadas fornecem gradiente de exumação de 5 kbar/50 °C, para os estágios iniciais de descompressão, inferido pela trajetória esboçada nas figuras 7.5 (capítulo 7) e 9.1, compatível com os granulitos de trajetória *P-T* de descompressão isotermal de Harley (1989). Pelo seu conteúdo litológico e metamórfico, a *Klippe* Serra da Natureza pode ser correlacionada às *nappes* superiores (*Nappe* Três Pontas-Varginha, *Nappe* Pouso Alto, e *klippen* Aiuruoca e Carvalhos). Contudo, as rochas da *Klippe* Serra da Natureza aparenta representar seguimento crustal mais raso do que as rochas das *nappes* e *klippen* correlacionadas, pois as condições *P-T* do

metamorfismo são mais brandas. Por exemplo, as condições calculadas para as rochas da *Klippe* Carvalhos são de 850 °C e 15 kbar (Cioffi, 2009; Campos Neto *et al.*, 2009) e para as rochas da *Nappe* Três Pontas-Varginha, na porção ocidental do orógeno, de 920 ± 75 °C e 12.5 ± 1.9 kbar (Moraes *et al.*, 2003), 840 °C a 15kbar e 880 °C a 13 kbar (Garcia & Campos Neto, 2003).

Na *Klippe* Carvalhos a principal feição retromemórfica são relativas a volta das reação de quebra de biotita, com simplectitos em borda de granada com intercrescimento de biotita e sillimanita (Cioffi, 2009; Campos Neto *et al.*, 2009). As feições da *Klippe* Serra da Natureza indicam a volta da reação de quebra da muscovita. A causa da temperatura mais baixa e retrometamorfismo mais intenso, na *Klippe* Serra da Natureza, está relacionada à sua posição mais avançada no orógeno se comparada aos outros alóctones granulíticos. Ela está a cerca de 30 km de distância da *Klippe* Carvalhos e a mais de 100 km da *Nappe* Pouso Alto.

Portanto, entre a *Nappe* Liberdade e a *Klippe* Serra da Natureza o pulo metamórfico observado é concordante ao contato tectônico, sugerindo caráter pós-pico metamórfico da progressão da estrutura sobrejacente, pois as condições metamórficas da *nappe* subjacente não são perturbadas.

As trajetórias metamórficas das três *nappes* estudadas não correspondem ao regime bário barrowiano típico e encontra-se entre as séries de fácies de média a alta *P-T* (figura 9.2). A forma da curva de gradiente metamórfico de campo assemelha-se aos orógenos de alta pressão de subducção oceano-continente recentes (Winter, 2001), contudo em posição de mais alta temperatura e pressão de gradiente metamórfico, próximo aos Altos Himalaias (Vannay & Hodges, 1996; Fraser *et al.*, 2000). O gradiente metamórfico de campo pode indicar que as rochas do Terreno Andrelândia faziam parte da placa inferior da colisão continental, como sugerido anteriormente por Campos Neto & Caby (2000). Sua posição no diagrama *P-T* indica que há alta condutividade termal no segmento com contribuição do calor do manto astenosférico, que é capaz de granulitizar as rochas (Harley, 1989 e 1992; Spear, 1993, Moraes *et al.*, 2002).

9.4 INTRUSÕES DE LEUCOGRANITOS

Nas três estruturas alóctones é comum a intrusão de corpos leucograníticos, concentrados *Nappe* Liberdade e *Klippe* Serra da Natureza. O leucogranito é peraluminoso, pois contém muscovita, granada, turmalina, apatita, zircão, monazita $\pm$ biotita; é rocha característica de ambientes de colisão continental e pode ser classificado como granitóides portadores de muscovita segundo a classificação de Barbarin (1996). Muitos dos corpos são pegmatíticos, ricos em turmalina e muscovita e devem ser formados pela cristalização de magmas ricos em água. Os corpos são tabulares, paralelos a sub-paralelos a S_2 , e internamente sua estrutura varia entre isotrópico,

levemente foliado, até milonitização completa, o que sugere colocação sin a tardi-S₂. Alguns corpos estão encaixados em zonas de cisalhamento paralelas a S₂, o que pode ter favorecido a incorporação de mais água pelo magma original. Idades U-Pb em monazita por método U-Pb convencional apontam idade de *ca.* 590 Ma para as intrusões (Fetter *et al.*, 2001). A datação química realizada em monazita para Xisto Santo Antônio da *Nappe* Andrelândia aponta 586±10 Ma é compatível com a idade de intrusão dos granitos. A relação dos corpos graníticos com S₂ e com zonas de cisalhamento indica que os mesmos podem ter servido de lubrificante, alterando a reologia e facilitando a progressão das *nappes*. A coincidência de idades entre os granitos e o pico metamórfico nas rochas da *Nappe* Andrelândia reforça a idéia da progressão da *Nappe* Liberdade, com caráter sin-metamórfico, sobre ela.

Figura 9.2 – Gradiente metamórfico de campo para a área de estudo. A série de média *P/T* coincide com o metamorfismo Barrowiano (Escócia). (1) Caples, Nova Zelândia; (2) Franciscana, EUA; (3) Haast, Nova Zelândia; (4) Nova Caledônia; (5) Sanbagawa, Japão; (6) Taringatura, Nova Zelândia; (7) Buchan, Escócia; (8) Porto Rico (de 1 a 8: Turner 1981); (9) Alpes Central (Todd & Engi, 1997); (10) Maciço da Bohemia (Kotková, 2007); (11) Alto Himalaia, Nepal (Vannay & Hodges, 1996; Fraser *et al.*, 2000); (12) Terreno Andrelândia ocidental. Modificado de Turner (1981) e Winter (2001).

Figura 9.3 – Modelo esquemático evolutivo das isotermas do Domínio Serra da Natureza.

9.5 EVOLUÇÃO TECTONO-METAMÓRFICA

A datação química de monazita registra diferentes datações para cada unidade aqui estudada, com 586 ± 10 Ma para a *Nappe* Andrelândia, 622 ± 6 Ma para o topo da *Nappe* Liberdade, e 616 ± 16 Ma e 602 ± 7 Ma para rochas da *Klippe* Serra da Natureza. Como supracitado a datação obtida em monazita do Xisto Santo Antônio, da *Nappe* Andrelândia, de 586 ± 10 Ma é interpretada como a idade do cavalgamento da *Nappe* Liberdade sobre este segmento da *Nappe* Andrelândia e corresponderia ao seu pico metamórfico. Na *Nappe* Liberdade a datação obtida de 622 ± 6 Ma é representativa da idade do pico metamórfico já que as condições *P-T* calculadas são de 642 ± 28 °C e $8,2\pm 1,4$ kbar, condições abaixo da temperatura de fechamento para monazita (de 750 °C). Na *Klippe* Serra da Natureza a datação química em monazita reporta idade de 616 ± 16 Ma para inclusões em grãos de granada, que podem ser o registro da progressão metamórfica em grãos que foram blindados pela granada do processo de difusão durante o aquecimento. Grãos de monazita da matriz apontam idade de 602 ± 7 Ma, podem representar idade próxima ao pico metamórfico, considerando temperatura de fechamento para o mineral de 750 °C. Contudo, comparando as datações aqui obtidas com as datações de outros trabalhos (*e.g.* Trouw *et al.* 2008; Campos Neto *et al.* 2009; Cioffi, 2009), a idade de 616 ± 16 Ma é próxima à idade do pico metamórfico proposta por estes. Assim, há de se considerar a hipótese de que essa datação, de 616 Ma, represente idade próxima ao pico metamórfico e a datação de 602 ± 7 Ma represente a idade de resfriamento até a temperatura de fechamento do mineral, a 750 °C, ou idade de retrometamorfismo, pois ação de fluídos durante a exumação pode ter dissolvido e reprecipitado grãos de monazita na matriz. Neste caso admite-se taxa de resfriamento entre 7 e 9 °C/Ma.

Segundo o modelo de England & Thompson (1984) rochas de maior temperatura e pressão atingem o auge metamórfico tardio em relação às rochas de menor temperatura e pressão. O mesmo modelo é observado na relação das rochas da *Klippe* Serra da Natureza e rochas do topo da *Nappe* Liberdade, seja qual for a idade do pico nas rochas da *klippe*.

Desse modo, a evolução tectono-metamórfica do segmento pode ser descrita em dois eventos principais (figura 9.3):

- início da progressão das *nappes*, com auge metamórfico na *Nappe* Liberdade em 622 Ma, com espaço de ~6 Ma até o relaxamento total das isothermas quando o auge metamórfico da *Klippe* Serra da Natureza é atingindo em 616 Ma;
- colocação do pacote sobre a *Nappe* Andrelândia em regime sin a tardi-metamórfico, capaz de perturbar as isothermas dobrando-as e abrindo o sistema U-Th-Pb da monazita nas

rochas do topo da estrutura, obliterando qualquer registro de pico metamórfico anterior, que pode ter ocorrido entre 620 e 606 Ma (Campos Neto *et al.*, 2007; Trouw *et al.*, 2008).

Assim, o modelo proposto é semelhante aos experimentos realizados por Boutelier *et al.* (2004), em que parte da cobertura sedimentar da placa subductada é dragada para a base da crosta não subductada, sofrendo metamorfismo de alta pressão e temperatura, rochas que corresponderiam aos paragneisses da *Klippe* Serra da Natureza. Uma série de lascas da placa subductada é formada durante a subducção e extrudidas com o aumento da pressão entre os blocos colidentes ascendendo os metassedimentos de modo que a primeira lasca formada fique por cima da segunda e assim sucessivamente (figura 9.4), o que resultou na estruturação final do Sistema de *Nappes* Andrelândia na região investigada.

Figura 9.4 – Modelo evolutivo de exumação do Domínio Serra da Natureza. Baseado no modelo experimental de Boutelier *et al.* (2004).

10 CONCLUSÕES

O segmento estudado do Terreno Andrelândia apresenta três estruturas alóctones: as *nappes* Andrelândia e Liberdade e a *Klippe* Serra da Natureza, as quais apresentam evolução tectônica e metamórfica independentes, mas relacionadas.

A *Nappe* Andrelândia ocorre na porção oeste da área, em que duas unidades são distinguidas: Xisto Santo Antônio, na base; e Xisto Serra da Boa Vista no topo. O Xisto Santo Antônio caracteriza-se por prólito imaturo, com baixas razões A/CNK (Garcia *et al.*, 2004; Cioffi, 2009), sendo rico em quartzo, biotita e plagioclásio. O Xisto Serra da Boa Vista caracteriza-se por bandamento pelito-psamito, que ocorre paralelamente às foliações S_1 e S_2 . Três foliações são observadas na estrutura: a foliação S_1 é paralela ao bandamento composicional (S_0) e totalmente transposta pela foliação S_2 , mas quando reconhecida é registrada em dobras intrafoliais e trilhas de inclusões em porfiroblastos de granada; possivelmente é marcada por associação de fácies xisto verde; a foliação S_2 é penetrativa, ocorre no plano axial das dobras D_2 , com direção média N66E/33°SW e é marcada pela associação de pico metamórfico; a foliação S_3 é desenvolvida localmente, com direção média N12E, com baixo ângulo em relação à foliação S_2 , com mergulhos altos (80°). A principal família de lineações é direcional e contida em S_2 , a sua direção média é N37E/17°, e associada a indicadores cinemáticos tais como porfiroclastos sigmoidais e pares S/C, indica que o sentido de transporte da *nappe* foi para NNE. As repetições da estratigrafia, dentro da estrutura, são interpretadas como resultado de megadobras D_2 e cisalhamento sinistral associado. A disposição das associações minerais dentro da *Nappe* Andrelândia indica a inversão metamórfica, com rochas de condições *P-T* mais altas localizadas no topo da estrutura. Na porção oeste da área, que representa a porção mais próxima à base, o Xisto Santo Antônio contém a associação estauroлита + biotita + cianita e as condições de pico metamórfico calculadas são de 668 ± 15 °C a $9,1 \pm 0,7$ kbar. Na porção leste da estrutura, amostra do Xisto Serra da Boa Vista com a associação biotita + cianita + granada, mas sem estauroлита, as condições *P-T* do auge metamórfico calculadas são de 665 ± 17 °C a $10,4 \pm 0,7$ kbar. O desaparecimento da estauroлита ocorre em isógrada paralela ao contato com a *Nappe* Liberdade.

O contato da *Nappe* Andrelândia com a estrutura sobrejacente, a *Nappe* Liberdade, se dá por extensa zona de cisalhamento de caráter sinistral, onde é observada a verticalização das estruturas. A zona de cisalhamento serviu como rampa lateral para a progressão da *Nappe* Liberdade.

A foliação S_2 , da *Nappe* Andrelândia, passa em continuidade geométrica para a *Nappe* Liberdade. Na estrutura também são reconhecidas três foliações metamórficas: a foliação S_1

também é paralela a bandamento composicional, sugerindo paralelização ao acamamento sedimentar e guarda associação de fácies xisto verde. A foliação S_2 é penetrativa, apresenta as associações do pico metamórfico a direção média é N13E, com mergulhos que variam entre entre sub-verticais a sub-horizontais com caimento para ESE, na parte oeste, e caimentos sub-horizontais a 30° para WSW, na parte leste, sendo que parte dessa variação está associada a deformações posteriores (D_3 , D_4 e D_5). O desenvolvimento de S_3 de forma penetrativa é local, com direção média N12E com caimentos de 80° variando de NW para SE. A principal família de lineações é direcional a foliação S_2 , com direção aproximada N46E/16°, que aliada a indicadores cinemáticos, tais como porfiroclastos e *boundins* assimétricos e pares S/C, é interpretada como sentido de transporte da estrutura. Na base da estrutura predominam paragneisses com indícios de fusão *in situ*, com leucossoma e melanossoma paralelizados a estrutura, que gradam para xistos grossos a estaurolita, denunciando caráter normal do metamorfismo. A isógrada que delimita o desaparecimento da estaurolita e o surgimento da anatexia é paralela ao contato com a *Nappe* Andrelândia. Cálculos termobarométricos para o paragneisse da base da estrutura fornecem condições P - T de 714 ± 29 °C a $10,2 \pm 1$ kbar, representativas do pico metamórfico. Os cálculos P - T para paragneisse da porção intermediária são de 678 ± 60 °C a $8,4 \pm 1,3$ kbar. Xisto a estaurolita do topo da *nappe*, atingiu o pico metamórfico a 642 ± 28 °C e 8,2 kbar. Desse modo, a quantificação P - T confirma as observações petrográficas, confirmando o caráter normal do metamorfismo. Caminhos retrometamórficos são registrados em toda estrutura com substituição da paragénese de pico por associação mais hidratada, tais como a substituição de cianita por muscovita e estaurolita, granada por biotita ou clorita, rutilo por ilmenita e, em anfibolitos, hornblenda por actinolita.

O contato da *Nappe* Liberdade com a *Klippe* Serra da Natureza, que está sobreposta, foi inferido pela mudança repentina das associações metamórficas observadas no paragneisse. Portanto, é coincidente com a isógrada de desaparecimento de muscovita e estaurolita e surgimento cianita + granada + rutilo + ortoclásio + fusão, a última fase representada pela presença abundante de leucossoma. A mudança repentina da associação mineral sugere caráter pós-metamórfico da colocação da escama granulítica sobre a *Nappe* Liberdade.

A foliação S_2 da *Nappe* Liberdade passa, de modo paralelo, à foliação metamórfica da *Klippe* Serra da Natureza, e por isso é hierarquizada como S_2 . A foliação S_2 na *klippe* é anastomosada, sub-horizontal, de direção média N10E/18°NW e, a exemplo das outras estruturas, portadora da paragénese do auge metamórfico. O bandamento marcado por alternância de leucossoma e mesossoma, às vezes com melanossoma, ocorre paralelamente à foliação. A paragénese é composta por rutilo + ortoclásio + cianita + granada + quartzo $\pm$

plagioclásio $\pm$ biotita e as condições *P-T* de pico metamórfico são de 815 °C a 16 kbar, plotando dentro do campo de granulitos de alta pressão (O'Brien & Rötzler, 2003). Esta é a primeira caracterização detalhada dessas rochas na Serra da Natureza. São generalizadas na *klippe* texturas blastomiloníticas, em que são preservados pares S/C e porfiroclastos de granada e feldspatos. Porém é marcante o registro retrometamórfico com re-hidratação da paragénese de pico no campo da sillimanita, por exemplo cianita é substituída por biotita e sillimanita, ou muscovita e estauroлита, ou apenas muscovita. A borda da granada também sofre re-hidratação com cristalização de biotita e sillimanita. Rutilo apresenta coroas de ilmenita ou ilmenita e zircão. Em anfibolito, a paragénese sem clinopiroxênio são incompatíveis com as condições *P-T* dos paragneisses, sugerindo substituição total da associação de pico metamórfico; granada apresenta coroa simplectítica de biotita, hornblenda e plagioclásio; hornblenda pode apresentar actinolita na borda. Desse modo é possível inferir trajetória de descompressão isothermal (Harley, 1989), com gradiente de 5 kbar/50 °C.

As deformações D_4 e D_5 são responsáveis por afetar as superfícies metamórficas S_2 e S_3 , principalmente na *Nappe* Liberdade e *Klippe* Serra da Natureza. São caracterizadas por megadobras cilíndricas e subcilíndricas, de plano axial subvertical, com eixos construídos em N37E/14, para E_4 , e N30W/7, para a E_5 .

Em todo o conjunto é observado uma segunda família de lineações, marcadas principalmente por estiramento mineral, com direção média N51W/11° e está relacionada à compressão que gereou as dobras D_3 , interpretada como o cavalgamento rúptil-dúctil associado às dobras de 3ª geração. Outros autores a interpretam como resultado da interferência do Orógeno Ribeira sobre a Faixa Brasília (Heilbron, 1990; Trouw *et al.* 1994; Trouw *et al.* 2000b; Peternel *et al.* 2005; Trouw & Peternel, 2007).

Admite-se que o caminhamento das trajetórias *P-T* das três estruturas tenham ocorrido de modo paralelo, com progressão a partir da zona da granada para as *nappes* Andrelândia e Liberdade e do campo da estauroлита para a *Klippe* Serra da Natureza. A trajetória retrometamórfica é caracterizada por estágio de descompressão isothermal até o campo da sillimanita seguido por resfriamento. O gradiente metamórfico de campo assemelha-se a forma de orógenos com interação de placa continental com placa oceânica, porém com temperatura e pressão mais elevadas, próximo ao gradiente observado nos Altos Himalaias.

São comuns as intrusões de leucogranito a dois feldspatos, duas micas, turmalina e, às vezes, granada, em toda a pilha metamórfica estudada. Por vezes, os corpos são paralelizados à estrutura, sugerindo caráter tardi- S_2 . Veios turmaliníferos são concordantes ou discordantes da estrutura suportando a interpretação.

A posição das isógradas e a ocorrência tardi-S₂ de corpos de leucogranito sugerem que a *Nappe* Andrelândia estava estabelecida quando da progressão da *Nappe* Liberdade. Portanto, o cisalhamento sinistral que limita as duas estruturas possui caráter sin-metamórfico reaquecendo a *nappe* subjacente e influenciando no estabelecimento da inversão metamórfica ali observada. A sugestão é suportada pelas idades químicas obtidas. Na *Nappe* Andrelândia a datação em monazita fornece 586 ± 10 Ma e para o topo da *Nappe* Liberdade $622,3 \pm 6,1$ Ma. A primeira idade é interpretada como a idade do pico metamórfico nessa porção da *Nappe* Andrelândia e a idade da progressão da *Nappe* Liberdade sobre este segmento. A segunda idade é representativa das condições de pico metamórfico do topo da *Nappe* Liberdade.

Na *Klippe* Serra da Natureza a idade obtida em grãos de monazita inclusos em granada, de 616 ± 16 Ma, é interpretada como idade do pico metamórfico ou de estágio progressivo do metamorfismo. Os demais grãos datados em $602,5 \pm 6,7$ Ma, estão localizados principalmente na matriz, sendo a idade interpretada ou como resfriamento/retrometamorfismo ou, talvez como o pico metamórfico.

O pico metamórfico tardio da *klippe* em relação à *Nappe* Liberdade está em acordo com o que é postulado pelo modelo de England & Thompson (1984), em que rochas mais profundas atingem o auge metamórfico tardiamente a rochas menos profundas. Sendo assim, é de se esperar que as idades do pico metamórfico sejam mais jovens.

11 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALBEE A.L. 1965. A petrogenetic grid for the Fe-Mg silicates of pelitic schists. *American Journal of Science*, **263** (6): 512-536.
- ALMEIDA F.F.M. 1967. Origem e evolução da plataforma brasileira. *B. Div. Geol. Mineral*, Rio de Janeiro, 241, 36p.
- ALMEIDA F.F.M., HASUI Y., BRITO NEVES B.B., FUCK R.A. 1977. As províncias estruturais brasileiras. *In: SBG, Simpósio Geologia do Nordeste*, 8, Campina Grande. *Atas...* p.363-391.
- BARABARIN B. 1996. Genesis of the two main types of peraluminous granitoids. *Geology*, **24**: 295-298.
- BARBEY P. 2007. Diffusion-controlled biotite breakdown reaction textures at the solid/liquid transition in the continental crust. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **154** (6): 707-716.
- BASTIN G.F., VAN LOO F.J.J., HEIJLIGERS H.J.M. 1984. Evaluation and use of Gaussian ($\Phi(pz)$) curves in quantitative electron probe microanalysis: a new optimization. *X-ray Spectrometry*, **13**: 91-97.
- BERMAN R.G. & ARANOVICH L.Y. 1996. Optimized standard state and solution properties of minerals. I. Model calibration for olivine, orthopyroxene, cordierite, garnet and ilmenite in the system FeO-MgO-CaO-Al₂O₃-TiO₂-SiO₂. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **126** (1): 1-24.
- BOHLEN S.R., WALL V.J., BOETTCHER A.L. 1983. Experimental investigations and geological applications of equilibria in the system FeO-TiO₂-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. *American Mineralogist*, **68** (11-12): 1049-1058.
- BOUTELIER D.; CHEMENDA C.; JORAND C. 2004. Continental subduction and exhumation of high-pressure rocks: insights from thermo-mechanical laboratory modelling. *Earth and Planetary Science Letters*, **222** (1): 209-216.
- BRITO NEVES B.B., CAMPOS NETO M.C., FUCK R.A. 1999. From Rodinia to Western Gondwana: An approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage. *Episodes*, **22** (3): 155-166.
- CAMPOS NETO M.C. 2000. Orogenic Systems from Southwestern Gondwana: an approach to Brasiliano – Pan African cycle and orogenic collage in southeastern Brazil. *In: CORDANI U.G., MILANI E.J., THOMAZ FILHO A., CAMPOS D.A. (eds.) Tectonic Evolution of South America*, Rio de Janeiro, p. 335-365.
- CAMPOS NETO M.C. & CABY R. 1999. Neoproterozoic high-pressure metamorphism and tectonic constraint from the nappe system south of the São Francisco Craton, southeast Brazil. *Precambrian Research*, **97** (1): 3-26.
- CAMPOS NETO M.C. & CABY R. 2000. Terrane accretion and upward extrusion of high-pressure granulites in the Neoproterozoic nappes of southeast Brazil: Petrologic and structural constraints. *Tectonics*, **19** (4): 669-687.
- CAMPOS NETO M.C., BASEI M.A.S., VLACH S.R.F., CABY R., SZABÓ G.A.J., VASCONCELOS P. 2004. Migração de orógenos e superposição de orogêneses: Um esboço da colagem Brasiliana no sul do Cráton do São Francisco, SE – Brasil. *Geologia USP – Série Científica*, **4** (1): 13-40.
- CAMPOS NETO M.C., BASEI M.A.S., JANASI V.A., SIGA JR. O., CORDANI U.G. 2005. O Grupo Andrelândia no sistema de nappes Andrelândia Oriental. *In: SBG, Simpósio Sobre o Cráton do São Francisco*, 3, Salvador, p. 143-146.

- CAMPOS NETO M.C., JANASI V.A., BASEI M.A.S., SIGA JR O. 2007. Sistema de *Nappes* Andrelândia, setor oriental: litoestratigrafia e posição estratigráfica. *Revista Brasileira de Geociências*, **37** (4 - suplemento): 47-60.
- CAMPOS NETO M.C., CIOFFI C.R., MORAES R., MOTTA R.G., SIGA JR O., BASEI M.A.S. 2009. Structural and metamorphic control on the exhumation of high-*P* granulites: the Carvalhos Klippe example, from the oriental Andrelândia nappe system, southern portion of the Brasília Orogen, Brazil. *Precambrian Research* (submetido).
- CARRINGTON D.P. & HARLEY S.L. 1995. Partial melting and phases relations in high-grade metapelites: an experimental petrogenetic grid in the KFMASH system. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **120** (3-4): 270-291.
- CARSWELL D.A. & O'BRIEN P.J. 1993. Thermobarometry and Geotectonic Significance of High-Pressure Granulites: Examples from the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif in Lower Austria. *Journal of Petrology*, **34** (3): 427-459.
- CATLOS E.J., GILLEY L.D., HARRISON T.M. 2002. Interpretation of monazite ages obtained via in situ analysis. *Chemical Geology*, **188** (4): 193-215.
- CIOFFI C.R., CAMPOS NETO M.C., MOTTA R.G., MORAES R., SIGA JUNIOR O. 2007. Controle estrutural e metamórfico na exumação de granulitos de alta pressão da *klippe* Carvalhos, borda sul do Cráton do São Francisco. In: SBG, Simpósio de Geologia do Sudeste, 10, Diamantina, *Livro de resumos*, p.27.
- CIOFFI C.R. & CAMPOS NETO M.C. 2008. Texturas metamórficas de granulitos de alta pressão da *Klippe* Carvalhos, borda sul do Cráton do São Francisco. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 44, Curitiba, *Anais*, p.986.
- CIOFFI C.R. 2009. *Geologia dos granulitos de alta pressão da Klippe Carvalhos, extensão sul da Faixa Brasília*. Dissertação (Mestrado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 104p.
- CHERNIAK D.J., WATSON E.B., GROVE M., HARRISON T.M. 2004. Pb diffusion in monazite: A combined RBS/SIMS study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **68** (4): 829-840.
- COSTA L.A.M. & ANGEIRAS A.G. 1971. Geosynclinal evolution in the Epi-Baikalian Platform of central Brazil. *Geologische Rundschau*, **60** (3): 1024-1050.
- DANA J.D. & HURLBUT JR. C.S. 1984. *Manual de Mineralogia*. Traduzido por Rui Ribeiro Franco. Rio de Janeiro, 642p.
- DARDENNE M.A. 2000. The Brasília Fold Belt. In: CORDANI U.G., MILANI E.J. THOMAZ FILHO A., CAMPOS D.A. (eds.) *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, p. 231-263.
- DAVIS G.H. & REYNOLDS S.J. 1996. *Structural Geology of Rocks and Regions*. 2 ed, Nova Iorque, John Wiley & Sons, 776p.
- DEER W.A., HOWIE R.A., ZUSSMAN J. 1982. *Orthosilicates*. vol.1, 2 ed, Londres, Longman, 919p.
- ENGLAND P.C. & THOMPSON A.B. 1984. Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. *Journal of Petrology*, **25** (4): 894-928.

- ERNST W.G. & LIU J. 1998. Experimental phase-equilibrium study of Al- and Ti-contents of calcic amphibole in MORB – A semiquantitative thermobarometer. *American Mineralogist*, **83** (10-11): 952-969.
- FALEIROS F.M. 2008. Evolução de terrenos tectono-metamórficos da Serrania do Ribeira e Planalto Alto Turvo (SP, PR). Tese (Doutorado), Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, 346p.
- FERRY J.M. & SPEAR F.S. 1978. Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **66** (2): 113– 117.
- FERRY J.M. & WATSON E.B. 2007. New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **154** (4): 429-437.
- FETTER A. H., HACKSPACKER P. C., EBERT H. D., DANTAS E. L., COSTA A. C. D. 2001. New Sm/Nd and U/Pb geochronological constraints on the Archean to Neoproterozoic evolution of the Amparo basement complex of the central Ribeira belt, Southeastern Brazil. *In: South American Symposium on Isotope Geology, 3, Extend Abstracts*, Santiago, Sociedad Geológica de Chile, CD-ROM.
- FLEUTY M.J. 1964. The description of folds. *Geological Association Proceedings*, **75** (4): 461-492.
- FONSECA M.A., UHLEIN A., DARDENNE M.A. 1997. Evidências estruturais de evolução diacrônica entre os segmentos norte e sul da Faixa Brasília durante a orogênese Brasileira. *In: SBG, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 6, Atas*, p. 93-95.
- FOSTER G., GIBSON H.D., PARRISH R., HORSTWOOD M., FRASER J., TINDLE A. 2002. Textural, chemical and isotopic insights into the nature and behaviour of metamorphic monazite. *Chemical Geology*, **191** (1): 193-207.
- FRASER G., WORLEY B., SANDIFORD M. 2000. High-precision geothermobarometry across the High Himalayan metamorphic sequence, Langtang Valley, Nepal. *Journal of Metamorphic Geology*, **18** (6): 665-681.
- FUCK R.A., PIMENTEL M.M., DARDENNE M.A., PEDROSA-SOARES A.C. 1993. As faixas de dobramentos marginais do Cráton do São Francisco, síntese do conhecimento. *In: DOMINGUEZ J.M.L., MISI A. (eds.) O Cráton do São Francisco*, Salvador, SBG-SGM-CNPq, p. 161-186.
- FUCK R.A., PIMENTEL M.M., SILVA L.J.H.D. 1994. Compartimentação tectônica da porção oriental da Província tocantins. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Balneário Camboriú. Anais*, 1, p. 215-216.
- GANGULY J., CHENG W., TIRONE M. 1996. Thermodynamics of aluminosilicate garnet solid solution: new experimental data, and optimized model, and thermometric applications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **126** (1): 137-151.
- GARCIA M.G.M. & CAMPOS NETO M.C. 2003. Contrasting metamorphic conditions in the Neoproterozoic collision-related nappes south of São Francisco Craton, SE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **15** (8): 853-870.
- GARCIA M.G.M., CAMPOS NETO M.C., FALICK A.E. 2003. Oxygen isotope composition and geothermometry of granulite to greenschist facies metamorphic rocks: a study from the Neoproterozoic collision-related nappe system, south of São Francisco Craton, SE Brazil. *Journal of South American Earth Science*, **15** (8): 853-870.

- GARCIA M.G.M., CAMPOS NETO M.C., JANASI V.A. 2004. Proveniência e ambientação tectônica de metassedimentos de alto grau: *Nappe* Três Pontas-Varginha, Sul do Cráton São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, **34** (1): 49-58.
- GHENT, E.D. 1976. Plagioclase - garnet - Al_2SiO_5 - quartz: a potential geobarometer-geothermometer. *American Mineralogist*, **61**: 710 - 714.
- GORDON S.M.; SCHNEIDER D.A.; MANECKI M.; HOLM D.K. 2005. Exhumation and metamorphism of an ultrahigh-grade terrane: geochronometric investigations of the Sudete Mountains (Bohemia), Poland and Czech Republic. *Journal of the Geological Society*, **162** (5): 841-855.
- GREEN D.H. & LAMBERT I.B. 1965. Experimental crystallisation of anhydrous granite at high pressures and temperatures. *Journal of Geophysical Research*, **70** (20), 5259-5268.
- GREEN D.H. & RINGWOOD A.E. 1967. An experimental investigation of the gabbro to eclogite transformation and this petrological applications. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **31** (5): 767-833.
- GRUJIC D., CASEY M., DAVIDSON C., HOLLISTER L. S., KUNDIG R., PAVLIS T., SCHMID S. 1996. Ductile extrusion of the Higher Himalayan crystalline in Bhutan: evidence from quartz microfabrics. *Tectonophysics*, **260** (1-3): 21-43.
- GUIDOTTI C.V. 1984. Micas in metamorphic rocks. In: BAILEY, S.W. (ed.). *Micas*. Reviews in Mineralogy, Mineralogical Society of America, 13, pp.357-467.
- HARLEY S.L. 1989. The origins of granulite: a metamorphic perspective. *Geological Magazine*, **126** (3): 215-247.
- HARLEY S.L. 1992. Proterozoic granulites terranes. In: CONDIE K.C. (ed.) *Proterozoic crustal evolution developments in Precambrian geology*, Elsevier, Amsterdã., 10. p.301-360.
- HARRISON T.M., CATLOS E.J., MONTEL J.M. 2002. U-Th-Pb dating of phosphate minerals. In: KOHN M.L., RAKOVAN J., HUGHES J.M. (eds.) *Phosphates: geochemical, geobiological, and materials importance*, Reviews in mineralogy and geochemistry, Mineralogical Society of America, 48. p. 523-558.
- HARRISON T.M., AIKMAN A., HOLDEN P., WALKER A.M., MCFARLANE C., RUBATTO D., WATSON E.B. 2005. Testing the Ti-in-zircon thermometer. *Eos Trans. AGU*. 86(52), Fall meeting supplement, abstract V41F-1540.
- HASUI Y. 1982. The Mantiqueira Province: Archean structure and Proterozoic evolution. *Revista Brasileira de Geociências*, **12** (1-3): 167-172.
- HASUI, Y. & OLIVEIRA, M.A.F. 1984. Província Mantiqueira, setor central. In: ALMEIDA F.F.M. & HASUI Y. *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Edgard Blucher Ltda, p. 308-344.
- HAWTHORNE F.C., UNGARETTI L., OBERTE R., CAUCIA F., CALLEGARI A. 1993. The crystal chemistry of staurolite. I. Crystal structure and site populations. *The Canadian Mineralogist*, **31** (3): 551-582.
- HAYDEN L.A. & WATSON E.B. 2007. Rutile saturation in hydrous siliceous melt and its bearing on Ti-thermometry of quartz and zircon. *Earth and Planetary Science Letters*, **258** (3-4): 561-568.
- HEILBRON M. 1990. O limite entre as faixas de dobramento Alto Rio Grande e Ribeira na seção geotransversal Bom Jardim de Minas (MG)/ Barra do Piraí (RJ). In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 36, 1990. Natal. *Anais*, 6: 2813-2826.

- HEILBRON M., GONÇALVES M.L., TEIXEIRA W., TROUW R.A.J., PADILHA A.V., KAWASHITA K. 1989. Geocronologia da região de Lavras, São João Del Rei, Lima Duarte e Caxambu (MG). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **61** (2): 177-199.
- HEILBRON M., VALERIANO C.M., VALLADARES C.S., MACHADO N. 1995. A Orogênese Brasileira no segmento central da Faixa Ribeira, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, **25** (4): 249-266.
- HEILBRON M., PEDROSA-SOARES A.C., CAMPOS NETO M.C., SILVA L.C., TROUW R.A.J., JANASI V.A. 2004. Província Mantiqueira. In: MANTESSO-NETO V., BARTORELLI A., CARNEIRO C.D.R., BRITO NEVES B.B. (eds.) *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, 13, p. 204-234.
- HOLDAWAY M.J. 2000. Application of new experimental and garnet Margules data to the garnet-biotite geothermometer. *American Mineralogist*, **85** (7-8): 881-892.
- HOLDAWAY M.J. 2001. Recalibration of the GASP geobarometer in light of recent garnet and plagioclase activity models and versions of the garnet-biotite geothermometer. *American Mineralogist*, **86** (10): 1117-1129.
- HOLDAWAY M.J., MUKHOPADHYAY B., DYAR M.D., GUIDOTTI C.V., DUTROW B.L. 1997. Garnet-biotite geothermometry revised: New Margules parameters and a natural specimen data set from Maine. *American Mineralogist*, **82** (5-6): 582-595.
- HOLLAND T.B.J. & POWELL R. 1998. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology*, **16** (3): 309-343.
- HOLLNESS M.B. & SAWYER E.W. 2008. On the Pseudomorphing of melt-filled pores during the crystallization of migmatites. *Journal of Petrology*, **49** (7): 1343-1363.
- IBARGUCHI J.I.G.; MENDIA M.; GIRARDEAU J.; PEUCAT J.J. 1990. Petrology of eclogites and clinopyroxene-garnet metabasites from the Cabo Ortegal Complex (northwestern Spain). *Lithos*, **25** (1-3): 133-162.
- INDARES A. & MARTIGNOLE J. 1985. Biotite-garnet geothermometry in the granulite facies; the influence of Ti and Al in biotite. *American Mineralogist*, **70** (3-4): 272-278.
- INDARES A. & DUNNING G. 2001. Partial melting of high-P-T metapelites from Tshenukutish (Greenville Province): Petrography and U-Pb geochronology. *Journal of Petrology*, **42** (8): 1547-1565.
- JANASI V. A. 1999. *Petrogênese de granitos crustais na Nappe de Empurrão Socorro Guaxupé (SP-MG): uma contribuição da geoquímica elemental e isotópica*. Tese (Livro-Docência), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 304p.
- JUNHO M.C.B. & MENDES J.C. 2000. Diatexitic gneisses of the Andrelândia Group, southern Minas Gerais, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **67** (4): 497-515.
- KLEIN C. 1999. *The 22th Edition of the Manual of mineral Science*. Nova Iorque, 641p.
- KOHN M.J. & SPEAR F.S. 2000. Retrograde net transfer reaction insure for pressure-temperature estimates. *Geology*, **28** (12): 1127-1130.
- KOTKOVÁ J. 2007. High-pressure granulites of the Bohemian Massif: recent advances and open questions. *Journal of Geosciences*, **52** (1): 45-71.

- KOZIOL A.M. & NEWTON R.C. 1988. Redetermination of the anorthite-breakdown reaction and improvement of the plagioclase-garnet- Al_2SiO_5 -quartz geobarometer. *American Mineralogist*, **73** (3-4): 216-233.
- KRETZ R. 1959. Chemical study of garnet, biotite and hornblende from gneisses of southwestern Quebec, with emphasis on distribution of elements in coexisting minerals. *Journal of Geology*, **67** (4): 371-403.
- LABROUSSE L.; JOLIVET L.; AGARD P.; HÉBERT R.; ANDERSEN T.B. 2002. Crustal-scale boudinage and migmatization of gneiss during their exhumation in the UHP Province of Western Norway. *Terra Nova*, **14** (4): 263-270.
- LUDWIG K.R. 2003. *Isoplot 3.00. A geochronological toolkit for Microsoft Excel*. Berkeley Geochronological Center Special Publication, 4, 70p.
- MACHADO N. & GATHIER G. 1996. Determination of $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages on zircon and monazite by laser-ablation ICPMS and application to a study of sedimentary provenance and metamorphism in southeastern Brazil. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **60** (24): 5063-5073.
- MACHADO N., VALLADARES C., HEILBRON M., VALERIANO C. 1996. U-Pb geochronology of the central Ribeira belt (Brazil) and implications for the evolution of the Brazilian Orogeny. *Precambrian Research*, **79** (3): 347-361.
- MACHADO R. 1997. *Litogeoquímica e tectônica dos granitóides neoproterozóicos do Cinturão Paraíba do Sul no estado do Rio de Janeiro*. Tese (Livro Docência), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 215p.
- MACHADO R. & ENDO I. 1993a. Estruturas transcorrentes da borda sul do Cráton do São Francisco: uma interpretação. In: SBG, Simpósio Sobre o Cráton do São Francisco, 2, Salvador, *Anais*, p. 263-265.
- MACHADO R. & ENDO I. 1993b. A Megaestrutura em flor positiva do vale do Rio Paraíba do Sul no Rio de Janeiro, e suas implicações tectônicas regionais. In: SBG, Simpósio de Geologia do Sudeste, 3, Rio de Janeiro, *Anais*, p. 208-213.
- MACHADO R. & ENDO I. 1993c. Cinturão de Cisalhamento Atlântico: um exemplo de tectônica transpressional neoproterozóica. In: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 4, Salvador, *Boletim de Resumos*, p. 189-191.
- MARINI O.J., FUCK R.A., DANNI J.C.M., DARDENNE M.A., LOGUERCIO S.O.C., RAMALHO R. 1983. As faixas de dobramentos Brasília, Uruaçu e Paraguai-Araguaia e o Maciço de Goiás. In: SCHOBENHAUS C., ALMEIDA CAMPOS D., DERZE G.R., ASMUS H.E. (coord.) *Geologia do Brasil*. Brasília, DNPM, p. 251-299.
- MARTINS L., VLACH S.R.F., JANASI V.A. 2009. Reaction microtextures of monazite: Correlation between chemical and age domains in the Nazaré Paulista migmatite, SE Brazil. *Chemical Geology*, **261** (3-4): 271-285.
- MASSONNE H.-J. & SCHREYER W. 1987. Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite and quartz. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **96** (2): 212-224.
- MEIRA V.T. & CAMPOS NETO M.C. 2007. Metamorfismo do Grupo Andrelândia na região da Serra do Santo Antônio, Andrelândia, MG. In: SBG, Simpósio de Geologia do Sudeste, 10, Diamantina, *Livro de resumos*, p. 45.
- MONTEL J.M., FORET S., VESCHAMBRE M., NICOLLET C., PROVOST A. 1996. Electron microprobe dating of monazite. *Chemical Geology*, **131** (1): 37-53.

- MORAES R., BROWN M., FUCK R.A., CAMARGO M.A., LIMA T.M. 2002. Characterization and *P-T* evolution of melt-bearing ultrahigh-temperature granulites: an example from the Anápolis-Itaçu Complex of the Brasília Fold Belt, Brazil. *Journal of Petrology*, **43** (9): 1673 -1705.
- MORAES R., PETERNEL R., TROUW R.A.J., BROWN M., PICCOLI P.M. 2003. *P-T* path of a kyanite – K-feldspar (*HP*)granulite of the Andrelândia Sequence, Brasília Fold Belt, Brazil. In: GSA, Geological Society of America Annual Meeting, Seattle, EUA, *Abstracts*.
- MORAES R., FUCK R.A., DUARTE B.P., BARBOSA J.S.F., LEITE C.M.M. 2004. Granulitos do Brasil. In: MANTESSO-NETO V., BARTORELLI A., CARNEIRO C.D.R., BRITO NEVES B.B. (eds) *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, 19, p. 321-345.
- MOTTA R.G., MORAES R., CAMPOS NETO M.C. 2008a. Metamorfismo das *Nappes* Andrelândia e Liberdade, porção meridional da Faixa Brasília (MG): sobrecrecimento de granadas e condições do metamorfismo. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 44, Curitiba, *Anais*, p. 980.
- MOTTA R.G., MORAES R., CAMPOS NETO M.C. 2008b. Metamorfismo não-invertido na *Nappe* Liberdade, Sequência Andrelândia, porção meridional da Faixa Brasília. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 44, Curitiba, *Anais*, p.25.
- MUKHOPADHYAY B., HOLDAWAY M.J., KOZIOL A.M. 1997. A statistical model of thermodynamic mixingproperties of Ca-Mg-Fe²⁺ garnets. *American Mineralogist*, **82** (1-2): 165-181.
- O'BRIEN P.J. 2006. Type-locality granulites: high-pressure rocks formed at eclogite-facies conditions. *Mineralogy and petrology*, **86** (3-4): 161-175.
- O'BRIEN P.J. & RÖTZLER J. 2003. High-pressure granulites: formation, recovery of peak conditions and implication for tectonics. *Journal of Metamorphic Geology*, **21** (1): 3-20.
- PACIULLO F.V.P. 1997. *A Sequência Depositional Andrelândia*. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 191p.
- PACIULLO F.V.P., RIBEIRO A., ANDREIS R. 1993. Reconstrução de uma bacia fragmentada: O caso do Ciclo Depositional Andrelândia. In: SBG, Simpósio Sobre o Cráton do São Francisco, 2, Salvador. *Anais*, p. 224-226.
- PACIULLO F.V.P., RIBEIRO A., ANDREIS R.R., TROUW R.A.J. 2000. The Andrelândia Basin, a neoproterozoic intraplate continental margin, southern Brasília Belt, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **30** (1): 200-202.
- PACIULLO F.V.P., TROUW R.A.J., RIBEIRO A., SIMÕES L.A., LOPES M. 2003a. *Mapa Geológico – Folha Andrelândia*. Escala 1:100.000. In: PEDROSA-SOARES A.C., NOCE C.M., TROUW R.A.J., HEILBRON M (coord.) *Geologia e Recursos Minerais do Sudeste Mineiro*, 1, Belo Horizonte, COMIG, 1 CD-ROM.
- PACIULLO F.V.P., TROUW R.A.J., RIBEIRO A. 2003b. Geologia da Folha Andrelândia. In: PEDROSA-SOARES A.C., NOCE C.M., TROUW R.A.J., HEILBRON M (coord.) *Geologia e Recursos Minerais do Sudeste Mineiro*, 1, Belo Horizonte, COMIG, 4, 1 CD-ROM.
- PARFITT, R.L. & KIMBLE, J.M. 1989. Conditions for formation of allophane in soils. *Soil Science Society of America Journal*, **53** (3): 971-977.
- PARRISH R.R.; GOUGH S.J.; SEARLE M.P; WATERS D.J. 2006. Plate velocity exhumation of ultrahigh-pressure eclogites in the Pakistan Himalaya. *Geology*, **34** (11): 989-992.

- PASSCHIER C.W. & TROUW R.A.J. 2005. *Microtectonics*. 2^a ed., Nova Iorque, Springer, 366p.
- PATERSON M.S. & WEISS L.E. 1961. Symmetry concepts in the structural analysis of deformed rocks. *Geological Society of America Bulletin*, **72** (6): 841-882.
- PATIÑO DOUCE A.E. & BEARD J.S. 1995. Dehydration-melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar. *Journal of Petrology*, **36** (3): 707-738.
- PATTISON D.R.M. & TRACY R.J. 1991. Phase equilibria and thermobarometry of metapelites. In: KERRICK, D.M. (ed.) *Contact Metamorphism*. Reviews in Mineralogy, Mineral Society of América, 26, p. 105-206.
- PATTISON D.R.M. 2003. Petrogenetic significance of orthopyroxene-free garnet+clinopyroxene +plagioclase±quartz-bearing metabasites with respect to the amphibolite and granulite facies. *Journal of Metamorphic Geology*, **21** (1): 21-34.
- PAVAN M., MORAES R., CAMPOS NETO M.C. 2008. Variação do metamorfismo na *Klippe* Carrancas, Faixa Brasília, sul de Minas Gerais. In: SBG, congresso Brasileiro de Geologia, 44, Curitiba. *Anais*. p.43.
- PETERNEL R., TROUW R.A.J., SCHMITT R.S. 2005. Interferência entre duas faixas móveis Neoproterozóicas: O caso das Faixas Brasília e Ribeira no sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, **35** (3): 297-310.
- POWELL R. & HOLLAND T.J.B. 1988. An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations. III. Applications methods, worked example and a computer program. *Journal of Metamorphic Geology*, **6** (2): 173-204.
- POWELL R. & HOLLAND T.J.B. 1990. Calculated mineral equilibria in the pelite system KFMASH (K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O). *American Mineralogist*, **75** (3-4): 367-380.
- POWELL R. & HOLLAND T.J.B. 1994. Optimal geothermometry and geobarometry. *American Mineralogist*, **79** (1-2): 120-133.
- POWELL R., HOLLAND T.J.B., WORLEY B. 1998. Calculating phase diagrams involving solid solutions via non-linear equations, with examples using THERMOCALC. *Journal of Metamorphic Geology*, **16** (4): 577-588.
- RAILSBACK L.B. 2003. An earth scientist's periodic table of the elements and their ions. *Geology*, **31** (9): 737-740.
- RAMSAY J.G. 1967. *Folding and fracturing of rocks*. Nova Iorque, McGraw-Hill Book Company, 560p.
- RAMSAY J.G. & HUBER M.J. 1987. *The techniques of modern structural geology. Vol.2. Folds and fractures*. Londres, Academic Press, 700p.
- RENO B, PICCOLI P., BROWN M., KOBAYASHI K., TROUW R.A.J. 2006. *P-T-Time* constraints on nappe emplacement in the southern Brasília Belt, Brazil. In: Geological Society of America Annual Meeting, Filadélfia, EUA, *Abstracts*, **38** (7). p292.
- RIBEIRO A. & HEILBRON M. 1982. Estratigrafia e metamorfismo dos Grupos Carrancas e Andrelândia, Minas Gerais. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador. *Anais*, 1, p.177-186.

- RIBEIRO A., PACIULLO F.V.P., ANDREIS R.R., TROUW R.A.J., HEILBRON M. 1990. Evolução policíclica proterozóica no sul do Cráton do São Francisco: análise da região de São João Del Rei e Andrelândia, MG. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 36, Natal. *Anais*, 6: 2605-2614.
- RIBEIRO, A.; TROUW, R.A.J.; ANDREIS, R.R.; PACIULLO, F.V.P.; VALENÇA, J.G. 1995. Evolução das bacias neoproterozóicas e termo-tectonismo Brasileiro na margem sul do Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*. **25** (4): 235-248.
- ROCHA B.C., CAMPOS NETO M.C., BENDORAITIS D.P. 2007. Assinaturas metamórficas contrastantes: Granulitos máficos e paragneisses da *Nappe* Lima Duarte, borda sul do Cráton do São Francisco, MG. *In: SBG, Simpósio de Geologia do Sudeste*, 10, Diamantina, *Livro de resumos*, p.23.
- RODRIGUES S.W.O. 2003. *Contexto geológico e estrutural da Zona de Cisalhamento Liberdade (MG)*. Dissertação (Mestrado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 103p.
- RUBATTO D. & HERMANN J. 2001. Exhumation as fast as subduction? *Geology*, **26** (1): 3-6.
- SANTOS E. & BRITO NEVES B.B. 1984. Província Borborema *In: ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y (coord.) O Pré-Cambriano do Brasil*, São Paulo, Edgard Blucher Ltda, p.153-186.
- SANTOS L.P. 2004. *Trajórias metamórficas de ambientes colisionais: Domínios frontais das Nappes Aiuruoca-Andrelândia e Lima Duarte, borda sul do Cráton do São Francisco, Minas Gerais*. Dissertação (Mestrado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 90p.
- SANTOS L.P., CAMPOS NETO M.C., GROHMANN C.H. 2004. Metamorphic path constrained by metapelitic rocks from the inner Aiuruoca-Andrelândia nappe, south of the São Francisco craton, SE Brazil. *Journal of South American Earth Science*, **16** (8): 725-741.
- SAWYER E.W. 2001. Melt segregation in the continental crust: distribution and movement of melt in anatectic rocks. *Journal of Metamorphic Geology*, **19** (3): 291-309.
- SAWYER E.W. 2008. *Atlas of Migmatites*. Ottawa, The American Mineralogist, Special Publication 9, 371p.
- SCHMITT R.S. 2000. *Um evento tectono-metamórfico Cambro-ordoviciano caracterizado no domínio tectônico Cabo Frio, Faixa Ribeira – sudeste do Brasil*. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 273p.
- SPEAR F.S. 1993. *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths*. Nova Iorque, Mineralogical Society of America, 799p.
- SPEAR F. S. & CHENEY J.T. Grade petrogenética no sistema KFMASH. Disponível em <<http://ees2.geo.rpi.edu/spear/spear.html>>. Acesso em 16 de julho de 2009.
- SPEAR F.S. & CHENEY J.T. 1989. A petrogenetic grid for pelitic schists in the system SiO₂-Al₂O₃-FeO-MgO-K₂O-H₂O. *Contributions to Mineralogy and petrology*, **134** (2): 17-32.
- SPEAR F.S. & FLORENCE F.P. 1992. Thermobarometry in granulites: pitfalls and new approaches. *Precambrian Research*, **55** (1-4): 209-241.
- SPEAR F.S.; KOHN M.J. CHENEY J.T. 1999. P-T paths from anatectic pelites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **134** (1), 17-32.

- SPEAR F.S. & PYLE J.M. 2002. Apatite, monazite and xenotime in metamorphic rocks. *In*: KOHN M.L., RAKOVAN J., HUGHES J.M. (eds.). *Phosphates: geochemical, geobiological and materials importance*, Reviews in mineralogy and geochemistry, Mineralogical Society of America, 48, p.293-335.
- SUGAWARA M.C.C. 2008. *Relação entre os processos de fusão e deformação das rochas da Nappe Liberdade, Sequência Andrelândia, na região de Arantina, MG*. Monografia (Trabalho de Formatura), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 45p.
- TERRY M.P.; ROBINSON P.; HAMILTON M.A.; JERCINOVIC M.J. 2000. Monazite geochronology of UHP and HP metamorphism, deformation, and exhumation, Nordøyane, Western Gneiss Region, Norway. *American Mineralogist*, **85** (11-12): 1651–1664.
- THERMOCALC (3.32): banco de dados. Disponível em <<http://www.metamorph.geo.uni-mainz.de/thermocalc/>>. Acesso em 19 de fevereiro de 2009.
- THOMPSON J.B. 1957. The graphical analysis of mineral assemblages in polytic schists. *The American Mineralogist*, **42**: 842-858.
- TODD C.S. & ENGI M. 1997. Metamorphic field gradients in the Central Alps. *Journal of Metamorphic Geology*, **15** (4): 513-530.
- TOMKINS H.S., POWELL R., ELLIS D.J. 2007. The pressure dependence of the zirconium-in-rutile thermometer. *Journal of Metamorphic Geology*, **25** (6): 703-713.
- TROMPETTE R., EGYDIO-SILVA M., TOMMASI A., VAUCHEZ A., UHLEIN A. 1993. Amalgamação do Gondwana Ocidental no Panafricano-Brasileiro e o papel da geometria do Cráton do São Francisco na arquitetura da Faixa Ribeira. *Revista Brasileira de Geociências*, **23** (3): 187–93.
- TROUW R.A.J. 1992. Evolução tectônica ao sul do Cráton do São Francisco baseada em análise metamórfica. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 37, *Boletim de resumos*, p.327.
- TROUW R. A. J. & PANKHURST R. J. 1993. Idades radiométricas ao sul do Cráton do São Francisco: Região da folha Barbacena, Minas Gerais. *In*: SBG, Simpósio Sobre o Cráton do São Francisco, 2, 1993, Salvador, *Anais*, p. 260-262.
- TROUW R.A.J. & CASTRO E.M. 1996. O significado tectônico dos granulitos brasileiros de alta pressão no sul de Minas Gerais. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, *Anais*, 6, p. 145-148.
- TROUW R.A.J. & PETERNEL R. 2007. A zona de interferência entre as faixas Brasília e Ribeira. *In*: SBG, Simpósio De Geologia do Sudeste, 10, Diamantina, *Livro de resumos*, p.18.
- TROUW R.A.J., RIBEIRO A., PACIULLO F.V.P. 1983. Geologia estrutural dos Grupos São João Del Rei, Carrancas e Andrelândia, sul de Minas Gerais. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **55** (1): 71-85.
- TROUW R.A.J., RIBEIRO A., PACIULLO F.V.P., HEILBRON M. 1984a. Os Grupos São João Del Rei, Carrancas e Andrelândia interpretados como continuação dos Grupos Canastra e Araxá. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, *Anais*, 2: 3227-3240.
- TROUW R.A.J., RIBEIRO A., PACIULLO F.V.P. 1984b. Área de São João Del Rei e Andrelândia. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, *Anais*, 2: 5379-5391.
- TROUW R.A.J., RIBEIRO A., PACIULLO F.V.P. 1986. Contribuição à geologia da Folha Barbacena 1:250.000. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 34, Goiânia, *Anais*, 2: 974-784.

- TROUW R.A.J., PACIULLO F.V.P., RIBEIRO A. 1994. A Faixa Alto Rio Grande reinterpretada como zona de interferência entre a Faixa Brasília e a Faixa Ribeira. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 38, Balneário Camboriú, *Resumos Expandidos*, 3: 234-235.
- TROUW R.A.J., HEILBRON M., RIBEIRO A., VALERIANO C.M., ALMEIDA J.C.H., TUPINAMBÁ M., ANDREIS R.R. 2000a. The central segment of the Ribeira Belt. *In: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D.A. (eds.) Tectonic Evolution of South America*, Rio de Janeiro, p. 287-310.
- TROUW R.A.J., RIBEIRO A., PACIULLO F.V.P., HEILBRON M. 2000b. Interference between the Neoproterozoic Brasília and Ribeira Belts, with special emphasis on high-pressure granulites. *In: International Geological Congress, 31, Rio de Janeiro, Field Trip Guide*, 45p.
- TROUW R.A.J., PETERNEL R., MEDEIROS F.F.F., TROUW C.C., RODRIGUES L.H.O. 2003. The Neoproterozoic Caxambu Shear Zone, MG. *In: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, 9, *Boletim de Resumos*, p.124-127.
- TROUW R.A.J., TROUW C.C., PETERNEL R., TOHVER E. 2008. Novas idades SHRIMP de zircões da zona de interferência entre as faixas Brasília e Ribeira. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 44, Curitiba, *Anais*, p.29.
- TURNER F.J. 1981. *Metamorphic Petrology: Mineralogical, Field and Tectonic Aspects*. Nova Iorque, McGraw-Hill, 524p.
- UHLEIN A., ALVARENGA C.J.S., TROMPETTE R., DUPONT H.S.J.B., EGYDIO-SILVA M., CUKROV N., LIMA O.N.B. 2004. Glaciação neoproterozóica sobre o Cráton do São Francisco e faixas dobradas adjacentes. *In: MANTESSO-NETO V., BARTORELLI A., CARNEIRO C.D.R., BRITO NEVES B.B. (eds.) Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, 30, p. 539-553.
- VALERIANO C.M., DARDENNE M.A., FONSECA M.A., SIMÕES L.S.A., SEER H.J. 2004. A evolução tectônica da Faixa Brasília. *In: MANTESSO-NETO V., BARTORELLI A., CARNEIRO C.D.R., BRITO NEVES B.B. (eds.) Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, 32, p. 575-592.
- VALERIANO C.M., PIMENTEL M.M., HEILBRON M., ALMEIDA J.C.H., TROUW R.A.J. 2008. Tectonic evolution of Brasília Belt, central Brazil, and early assembly of Gondwana. *In: PANKHURST R.J., TROUW R.A.J., BRITO NEVES B.B., DE WIT M.J. (eds.) West Gondwana – Pre-cenozoic correlations across the South Atlantic region*. Geological Society of London, Londres, p. 197-210.
- VANDERHAEGHE O.; BURG J.P.; TEYSSIER C. 1999. Exhumation of migmatites in two collapsed orogens: Canadian Cordillera and French Variscides. *In: RING U.; BRANDON M.T.; LISTER G.S.; WILLETT S.D. (eds.) Exhumation Processes: Normal Faulting, Ductile Flow and Erosion*. Geological Society, London, Special Publications, 154, p. 181–204.
- VAUCHEZ A., TOMMASI A., EGYDIO SILVA M., TROMPETTE R. 1992. Tectônica de escape na terminação de um cráton: a Faixa Ribeira. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 37, São Paulo, *Boletim de Resumos Expandidos*, vol. 2, p. 373-375.
- VANNAY J.C. & HODGES K.V. 1996. Tectonometamorphic evolution of the Himalayan metamorphic core between the Annapurna and Dhaulagiri, central Nepal *Journal of Metamorphic Geology*, 14 (5): 635-656.
- VERNON R.H. 1999. Quartz and feldspar microstructures in metamorphic rocks. *The Canadian Mineralogist*, 37 (2): 513-524.

- VIELZEUF D. & HOLLAWAY J.R. 1988. Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the politic system. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **98** (3): 257-276.
- VIELZEUF D. & MONTEL J.C. 1994. Partial melting of metagreywackes. Part I. Fluid-absent experiments and phases relationships. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **117** (4), 375-393.
- VILELA L.G.G. 2000. *Petrografia, geotermobarometria e evolução metamórfica de granulitos básicos de alta pressão e rochas transicionais para fácies eclogito na região de Lima Duarte, MG*. Dissertação (Mestrado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 162p.
- VLACH S.R.F. 2009. *Mineralogia, análise e datação de monazita e xenotima com microsonda eletrônica e aplicações*. Tese (Livre Docência), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 186p.
- VLACH S.R.F. & GUALDA G.A.R. 2000. Microprobe monazite dating and the ages of granitic and metamorphic rock of southeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **30** (1): 214-218.
- VLACH S.R.F. & GUALDA G.A.R. (inédito). Age-Mona. Software sem registro de patente.
- VLACH S.R.F. & DEL LAMA E.A. 2002. Idades Th-U-Pb_T de monazita e geotermobarometria de rochas metapelíticas de alto grau do Sistema Orogênico Itabuna-Salvador-Curaça, BA, Brasil: um estudo em microsonda eletrônica. *Geologia USP – Série Científica*, **2**: 9-22.
- VLACH S.R.F., CAMPOS NETO M.C., CABY R., BASEI M.A.S. 2003. Contact metamorphism in metapelites from the Nova Lima Group, Rio das Velhas Supergroup, Quadrilátero Ferrífero: A monazite Th-U-Pb_T dating by the electron-probe microanalyser. In: South American Symposium on Isotope Geology, 4, *Short Papers*, Salvador, p. 307-310.
- WALSH E. & HACKER B. 2004. The fate of subducted continental margins: two-stage exhumation of the high-pressure to ultrahigh-pressure Western Gneiss Region, Norway. *Journal of Metamorphic Geology*, **22** (7): 671–687.
- WARREN C.J.; BEAUMONT C.; JAMIESON R.A. 2008. Modelling tectonic styles and ultra-high pressure (UHP) rock exhumation during the transition from oceanic subduction to continental collision. *Earth and Planetary Science Letters*, **267** (1-2): 129-145.
- WATERS D.J. 2001. The significance of prograde and retrograde quartz-bearing intergrowth microstructures in partially melted granulite-facies rocks. *Lithos*, **56** (1): 97-110.
- WATSON E.B., WARK D.A. THOMAS J.B. 2006. Crystalization thermometers for zircon and rutile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **151** (4): 413-433.
- WEI C.J. & POWELL R. 2003. Phase relations in high-pressure metapelites in the system KFMASH (K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O) with applications to natural rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **145** (3): 301-315.
- WEISS C.S. 1803. Über die Gebirgsat des sächlichen Erzgebirges, welche unter dem Namen Weiss-Stein neuerlich bekannt gemacht worden ist. *Neue Schriften gesellschaft naturforschender Freunde*, **4**: 342-366.
- WHITE R.W., POWELL R., HOLLAND T.J.B. 2007. Progress relating to calculation of partial melting equilibria for metapelites. *Journal of Metamorphic Geology*, **25** (5): 511-527.
- WINTER J.D. 2001. *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Nova Jersey, Prentice-Hall, 697p.

- WU C.M. & CHENG B.H. 2006. Valid garnet-biotite (GB) geothermometer and garnet-aluminum silicate-plagioclase-quartz (GASP) geobarometry in metapelitic rocks. *Lithos*, **89** (1-2): 1-23.
- WU C.M. & ZHAO G.C. 2007. The metapelitic garnet-biotite-muscovite-aluminosilicate-quartz (GBMAQ) geobarometer. *Lithos*, **97** (3-4): 365-372.
- YARDLEY B.W.D. 1996. *An Introduction to Metamorphic Petrology*. Nova Jersey, Prentice-Hall, 264p.
- YARDLEY B.W.D., MACKENZIE W.S., GUILFORD C. 1990. *Atlas of metamorphic rocks and their textures*. 1 ed, Longman Scientific & Technical, 126p.
- ZACK T., MORAES R., KRONZ A. 2004. Temperature dependence of Zr in rutile: Empirical calibration of a rutile thermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **148** (4): 471-488.
- ZEITLER P.K.; KOONS P.O.; BISHOP M.S.; CHAMBERLAIN C.P.; CRAW D.; EDWARDS M.A.; HAMIDULLAH S.; JAN M.Q.; KHAN M.A.; KHATTAK M.U.K.; KIDD W.S.F.; MACKIE R.L.; MELTZER A.N.; PARK S.K.; PECHER A.; POAGE M.A.; SARKER G.; SCHNEIDER D.A.; SEEGER L.; SHRODER J.F. 2001. Crustal reworking at Nanga Parbat, Pakistan: metamorphic consequences of thermal-mechanical coupling facilitated by erosion. *Tectonics*, **20** (5): 712-728.
- ZHU X., O'NIONS R.K., BELSHAW N.S. 2004. Dating granulites facies metamorphism and depletion: SIMS chronometry of micron-scale monazite in garnets. *Mineralogical Magazine*, **58** (A): 1004-1005.
- ZINGG A. 1980. Regional metamorphism in the Ivrea Zone (Southern Alps, N-Italy): field and microscopic investigations. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **60** (2-3): 153-179.

ANEXOS

ANEXO I – MAPA GEOLÓGICO

ANEXO II – MAPA DE PONTOS

ANEXO III – SEÇÕES GEOLÓGICAS

ANEXO IV – DADOS DE QUÍMICA MINERAL