

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Câmpus de Rio Claro

GEOLOGIA DA REGIÃO PONTALINA (GO)

Guillermo Rafael Beltran Navarro

Orientador: Prof. Dr. Antenor Zanardo

Tese elaborada junto ao Programa de Pós-Graduação Geociências – Área de concentração em Geologia Regional para obtenção de Título de Doutor em Geociências

Rio Claro (SP)
2006

Livros Grátis

<http://www.livrosgratis.com.br>

Milhares de livros grátis para download.

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Câmpus de Rio Claro

GEOLOGIA DA REGIÃO PONTALINA (GO)

Guillermo Rafael Beltran Navarro

Orientador: Prof. Dr. Antenor Zanardo

Tese elaborada junto ao Programa de Pós-Graduação Geociências – Área de concentração em Geologia Regional para obtenção de Título de Doutor em Geociências

Rio Claro (SP)
2006

550 Navarro, Guillermo Rafael Beltran
N322g Geologia da região de Pontalina (GO) / Guillermo Rafael
Beltran Navarro. – Rio Claro : [s.n.], 2006
125 f. : il., tabs., fots., gráfs., mapas

Tese (doutorado) – Universidade Estadual Paulista,
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Orientador: Antenor Zanardo

1. Geologia. 2. Geologia regional. 3. Faixa Brasília. 4.
Arco magmático de Goiás. 5. Geoquímica. I. Título.

A **FER** pelo apoio e carinho [e ao **Popesco** (saudades)].

A meu pai prof. dr. Jose Ramon e família (as duas)

AGRADECIMENTOS

Meus sinceros agradecimentos a todas as pessoas e entidades que colaboraram para que este trabalho fosse realizado e em especial aos professores doutores Antenor Zanardo e Luiz Sergio Amarante Simões pela orientação, confiança e amizade.

Aos professores do Departamento de Petrologia e Metalogenia (DPM) Nelson Angeli, Marcos Aurélio Farias de Oliveira, Norberto Morales, Antonio Carlos Artur, Jairo Roberto Gimenez Rueda e Antonio José Ranalli Nardy pelas discussões e auxílio em interpretações dos dados.

Aos técnicos: Nelson Pereira Lopes Júnior, pela confecção das seções delgadas, Wladimir Barbosa Júnior e Mirtes Malagutti pela realização das análises químicas.

Aos Professores Doutores Renato de Moraes (IG-USP) e Ticiano José Saráiva pelas dicas e colaboração.

Aos demais funcionários, bibliotecárias, secretárias, técnicos de laboratório e colegas.

Ao CNPq (processo) e FAPESP (processo) pelo apoio financeiro.

SUMÁRIO

Índice	i
Índice de Tabelas	ii
Índice de Figuras	iii
Índice de Fotos	iv
Resumo	v
CAPÍTULO I	1
1 – Introdução	1
CAPÍTULO II	9
2 - Geologia Regional	9
CAPÍTULO III	32
3 – Geologia Local	32
CAPÍTULO IV	44
4 – Descrição Petrográfica das Unidades	44
CAPÍTULO V	70
5 – Geologia Estrutural	70
CAPÍTULO VI	82
6 – Metamorfismo e Química Mineral	82
CAPÍTULO VII	100
7 – Geoquímica	100
CAPÍTULO VIII	111
8 – Geocronologia	111
CAPÍTULO IX	115
9 – Conclusões e considerações finais	115
Referências Bibliográficas	118

ÍNDICE

CAPÍTULO I	1
1 – Introdução	1
1.2 – Objetivos	2
1.3 – Localização da área de estudo	2
1.4 – Métodos aplicados para a elaboração deste trabalho	3
1.4.1 – Levantamento de dados pré-existentes	3
1.4.2 – Interpretação de fotos aéreas e imagens de satélite	4
1.4.3 – Trabalhos de campo	4
1.4.4 – Digitalização da Base Topográfica	4
1.4.5 – Petrografia	5
1.4.6 – Análises químicas de rocha total	5
1.4.7 – Química Mineral	6
1.4.8 – Geocronologia (método Sm-Nd)	7
1.4.9 – Elaboração de mapa geológico da área	7
1.4.10 – Confeção da Tese	8
CAPÍTULO II	9
2 – Geologia Regional	9
2.1 – Aspectos Gerais	9
2.2 – Compartimentação Geológica da Área de Estudo	10
2.2.1 – Domínio Sul (Arco Magmático de Goiás)	12
2.2.2 – Domínio Norte (Grupo Araxá)	22
2.3 – Geocronologia	25
CAPÍTULO III	32
3 – Geologia Local	32
3.1 – Domínio Sul (rochas atribuídas ao Arco Magmático de Goiás)	32
3.1.1 – Unidades A	34
3.1.2 – Unidade B	37

3.2 – Domínio Norte (Grupo Araxá)	39
3.2.1 – Unidade Xistosa	39
3.2.2 – Unidade Quartzítica	41
3.2.3 – Metaultramafitos Tipo Morro Feio	42
CAPÍTULO IV	44
4 – Descrição Petrográfica das Unidades	44
4.1 – Domínio Sul (rochas atribuídas ao Arco Magmático de Goiás)	44
4.1.1 – Unidades A	44
4.1.2 – Unidade B	55
4.2 – Domínio Norte (Grupo Araxá)	63
4.2.1 – Unidade Xistosa	63
4.2.2 – Unidade Quartzítica	66
CAPÍTULO V	67
5 – Geologia Estrutural	70
CAPÍTULO VI	82
6 – Metamorfismo e Química Mineral	82
6.1.1 – Metamorfismo do Domínio Norte (Grupo Araxá)	82
6.1.2 – Metamorfismo no Domínio Sul	89
6.2 – Geotermobarometria	96
CAPÍTULO VII	100
7 – Geoquímica	100
7.1 – Geoquímica das rochas gnáissicas	100
7.2 – Geoquímica das rochas metamáficas	104
CAPÍTULO VIII	111
8 – Geocronologia	111
CAPÍTULO IX	115
9 – Conclusões e Considerações Finais	115

Bibliografia e Referências Bibliográficas

118

ANEXOS

129

ANEXO I – Mapa de Pontos

Mapa Geológico

ANEXO II - Tabela I: Resultados das Análises de Química Mineral

ANEXO II - Tabela I: Resultados das Análises Químicas

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 – (A) Mapa de localização da área de estudo e vias de acesso (Fonte: Mapa Rodoviário do Brasil, 1995) (B) Localização da área nas folhas topográficas na escala 1:100.000 (IBGE, 1973, 1974) mostrando os limites intermunicipais. 1- Jandaia, 2- Palmeira de Goiás, 3- Guapó, 4- Varjão, 5- Mairipotaba, 6- Aragoiânia, 7- Hidrolândia, 8- Bela Vista de Goiás, 9- Edéia, 10- Cromínia, 11- Piracanjuba, 12- Morrinhos, 13- Aloândia, 14- Pontalina, 15- Joviânia, 16- Goiatuba, 17- Bom Jesus de Goiás, 18- Buriti Alegre.	3
Figura 2.1 – (A) Mapa esquemático da Província Tocantins (modificado de FUCK et al., 1994). (B) Mapa geológico regional esquemático mostrando a localização dos Domínios Norte e Sul na área de estudo (modificado de LACERDA FILHO et al., 1995).	11
Figura 2.2 – Mapa geológico esquemático da Faixa Brasília segundo Almeida (1968b).	13
Figura 2.3 – Mapa geológico esquemático da área de estudo segundo Araújo et al. (1980).	14
Figura 2.4 – Mapa geológico esquemático da área de estudo segundo Ianhez et al. (1983).	16
Figura 2.5 – Mapa geológico esquemático da área de estudo segundo Lacerda Filho et al. (1995).	17
Figura 2.6 – Mapas geológicos esquemáticos de parte da área de estudo segundo (1) Navarro (2002) e (2) Rocha (2003).	19
Figura 2.7 – Mapa geológico esquemático mostrando as idades modelo, Rb-Sr e isócrona Sm-Nd rocha total na porção sudoeste de Goiás (modificado de LACERDA FILHO, 1995).	27
Figura 3.1 – Mapa geológico esquemático da área de estudo.	33
Figura 5.1 – Estereogramas das medidas estruturais obtidas no campo. A) Estereograma de pólos da foliação Sn; B) Estereograma de pólos de planos axiais de dobras Dn, C) Estereograma dos eixos de dobras Dn, D) Estereograma do bandamento, E) Estereograma da lineação mineral e/ou de estiramento, F) Estereograma da lineação de intersecção de Sn com Sn-1 (=Sn-2//Sn-1).	74
Figura 5.2 – Estereogramas mostrando o padrão da foliação e lineação mineral e ou de estiramento entre os dois domínios. A) Estereograma de pólos da foliação Sn do Domínio Norte. B) Estereograma de pólos da foliação Sn do Domínio Sul. C) Estereograma da lineação mineral e ou de estiramento do Domínio Norte. D) Estereograma da lineação mineral e ou de estiramento do Domínio Sul.	75
Figura 5.3 – Mapa geológico simplificado da área de estudo mostrando a variação na direção da foliação principal (Sn) e da lineação mineral e ou de estiramento nos domínios Norte e Sul.	76
Figura 6. 1 – Mapa geológico esquemático mostrando a localização das amostras analisadas	84

Figura 6.2 – Exemplos do padrão de distribuição de proporções moleculares em granadas do Grupo Araxá (Domínio Norte).	85
Figura 6.3 – Diagrama triangular para classificação de feldspatos para rochas do Domínio Norte (Grupo Araxá)	85
Figura 6.4 – Diagrama de classificação dos anfibólios analisados (Diagrama simplificado de LEAKE et al. 1997).	86
Figura 6.5 – Diagrama de classificação de biotitas de rochas do Domínio Norte (Grupo Araxá).	86
Figura 6.6 – Perfil composicional de granada de rocha metamáfica do Domínio Norte (Grupo Araxá)	87
Figura 6.7 – Diagrama de classificação de anfibólios da amostra SG-153 do Domínio Norte (Grupo Araxá).	88
Figura 6.8 – Diagrama triangular para classificação de feldspatos para amostra SG-153 do Domínio Norte (Grupo Araxá)	88
Figura 6.9 – Perfis composicionais de distribuição de proporções moleculares em granadas de gnaisses do Domínio Sul.	90
Figura 6.10 – Diagrama triangular para classificação de feldspatos para rochas do Domínio Sul	90
Figura 6.11 – Diagrama de classificação de anfibólios das amostras ME-1-61 (quadrados cinzas) e PO-101 (quadrados brancos).	91
Figura 6.12 – Diagrama de classificação de biotitas de rochas do Domínio Sul.	92
Figura 6.13 – Diagrama de classificação dos anfibólios analisados (Diagrama simplificado de LEAKE et al. 1997).	92
Figura 6.14 – Diagrama triangular para classificação de feldspatos para rochas do Domínio Sul	93
Figura 6.15 – Padrão de distribuição de proporções moleculares em granadas de anfibólitos do Domínio Sul.	93
Figura 6.16 – Composição de cristais de piroxênio da amostra SG-155 (Domínio Sul)	94
Figura 6.17 – Diagrama P x T mostrando a trajetória P – T do metamorfismo da área de estudo.	98
Figura 6.18 - Diagrama P - T mostrando as condições de pressão (BLUNDY; HOLLAND, 1990) e temperatura (OTTEN, 1984) calculadas em anfibólios. + = núcleo dos cristais. x = borda dos cristais.	99
Figura 7.1 – Mapa geológico esquemático mostrando a localização das amostras analisadas. Círculos brancos: amostras de gnaisses; círculos pretos: amostras de anfibólitos	101

- Figura 7.2 - Padrão de distribuição Ti_2O_2 , Al_2O_3 , FeO_T , MgO , CaO , Na_2O , K_2O e P_2O_5 versus Si_2O . Cruzes = amostras analisadas. Quadrados = rochas de outras regiões relacionadas ao Arco Magmático de Goiás (Arenópolis e Mara Rosa, dados de PIMENTEL; FUCK, 1991; VIANA et al., 1995). 102
- Figura 7.3 – (A) Gráfico de classificação baseada na relação Al_2O_3 , Na_2O , K_2O e CaO . Cruzes = amostras analisadas. (B) Gráfico de classificação baseado em minerais normativos. Cruzes = amostras analisadas. Quadrados cinzas = rochas de outras regiões relacionadas ao Arco Magmático de Goiás (Arenópolis, Iporá, Mara Rosa e Firminópolis, dados de PIMENTEL; FUCK, 1991; RODRIGUES et al., 1999; VIANA et al., 1995). 102
- Figura 7.4 – (A) Padrão de distribuição de elementos normalizados pelo manto primitivo (TAYLOR; MACLENNAN, 1985). (B) Padrão de distribuição de ETR normalizados pelo manto primitivo (TAYLOR; MACLENNAN, 1985). Cruzes = amostras analisadas. Área cinza = rochas de outras regiões relacionadas ao Arco Magmático de Goiás (Arenópolis, Sancrerlândia, Matrinxã e Mara Rosa, dados de PIMENTEL; FUCK, 1991; VIANA et al., 1995). 103
- Figura 7.5 - Gráficos discriminantes de ambientes tectônicos (PEARCE et al., 1984). Cruzes = amostras analisadas. Quadrados cinza = rochas de outras regiões relacionadas ao Arco Magmático de Goiás (Arenópolis, Sancrerlândia, Iporá, Firminópolis, Matrinxã e Mara Rosa, dados de PIMENTEL; FUCK, 1991; RODRIGUES et al., 1999; VIANA et al., 1995). 104
- Figura 7.6 – Diagramas para discriminação de rochas espilitizadas e alteração por processos pós magmáticos. (A) Diagrama de Müllen (1982) e (B) Diagrama de Miyashiro (1975). 105
- Figura 7.7 – Diagramas para caracterização química da origem dos protólitos de rochas metamáficas. (A) Diagrama de Winchester et al (1980) e (B) Diagrama de Leake (1964) onde Mg e c correspondem aos parâmetros de Niggli (1954). 105
- Figura 7.8 – Composição das amostras da área de estudo. (A) Diagrama de Winchester e Floyd (1977). (B) Diagrama de Cox et al. (1979). 106
- Figura 7.9 – (A) Diagrama de álcalis vs. sílica (IRVINE; BARAGAR, 1971), mostrando a natureza subalcalina das amostras analisadas. (B) Diagrama AFM ($A = Na_2O + K_2O$; $F = FeO_T$, $M = MgO$) mostrando o caráter toleítico das amostras analisadas. 106
- Figura 7.10 – Diagramas binários de elementos maiores e incompatíveis vs MgO , mostrando a variação da composição das amostras analisadas. 107
- Figura 7.11 - Diagramas de ETR das rochas metamáficas analisadas e de basaltos de outros ambientes tectônicos normalizados pelo condrito*. (A) grupo 1, (B) grupo 2. N-MORB** = basalto normal de cadeia meso oceânica, E-MORB** = basalto enriquecido de cadeia meso oceânica, OIB** = basalto de ilha oceânica, IATB*** = basalto toleítico de arco de ilha. Valores compilados de: * Taylor & McLennan (1985), ** = Sun & McDonough (1989), *** = Wilson (1995). 108
- Figura 7.12 - Diagramas de concentrações normalizadas para elementos traços das rochas metamáficas 109

analisadas e de basaltos de outros ambientes tectônicos normalizados por N-MORB*. (A) grupo 1, (B) grupo 2. E-MORB** = basalto enriquecido de cadeia meso oceânica, OIB** = basalto de ilha oceânica, IATB** = basalto toleítico de arco de ilha, IACAB** = basalto cálcio-alcálico de arco de ilha. Valores compilados de: * Sun & McDonough (1989), ** Sun (1980).

Figura 8.1 - Composição isotópica (razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ e $^{143}\text{Nd}/^{147}\text{Nd}$) das amostras da região de Pontalina. 112
Cruzes = amostras de gnaisses e metavulcânicas. Losangos pretos = anfíbolitos. Quadrados brancos = amostras de gnaisses da região de Pontalina, Losango branco = anfíbolito (dados de Pimentel et al. (2000b). Quadrados cinza = rochas de outras regiões do Arco Magmático de Goiás.

Figura 8.2 - Composição isotópica de Nd de rochas gnáissicas da área de estudo (linhas cheias: amostras 113
analisadas; linhas tracejadas: dados de PIMENTEL et al., 2000b). A = composição isotópica de rochas do Arco Magmático de Goiás em outras regiões de Goiás. B = Composição isotópica de gnaisses arqueanos de Goiás.

Figura 8.3 - Composição isotópica de Nd de rochas metamáficas da área de estudo (linha tracejada: 113
PIMENTEL et al., 2000b). A = composição isotópica de rochas do Arco Magmático de Goiás em outras regiões de Goiás. B = Composição isotópica de gnaisses arqueanos de Goiás.

ÍNDICE DE FOTOS

Fotomicrografia 4.1 – Epidoto-biotita-muscovita-quartzo gnaïsse onde se observa muscovitização comum nos gnaïsses da porção central do Domínio Sul. Nicóis cruzados aumento 2,5x. Lâmina PO-63C.	51
Fotomicrografia 4.2 – Biotita-hornblenda gnaïsse onde ocorrem porfiroclastos de hornblenda e bandamento composicional formado por bandas nematoblásticas (hornblenda) e granoblásticas (quartzo e plagioclásio). Nicóis cruzados, aumento 2,5x. Lâmina ME-61.	51
Fotomicrografia 4.3 – Hornblenda-biotita gnaïsse porfiróide, cataclástico, milonítico. Nicóis cruzados, aumento 2,5x. Lâmina ME-111.	51
Fotomicrografia 4.4 – Granada-muscovita-biotita gnaïsse exibindo porfiroblasto subeudral de granada. Nicóis cruzados, aumento 2,5x. Lâmina PO-153C.	51
Fotomicrografia 4.5 – Hornblenda-biotita gnaïsse porfiróide, cataclástico, milonítico. Nicóis cruzados, aumento 2,5x. Lâmina SG-159A.	51
Fotomicrografia 4.6 – Anfibolito fino exibindo bandamento descontínuo paralelo à foliação Sn e estrutura xistosa e textura nematoblástica. Nicóis cruzados, aumento 10x. Lâmina PO-98.	51
Fotomicrografia 4.7 – Granada anfibolito onde se observam porfiroblastos de granada anedrais a subedrais. Nicóis descruzados, aumento 2,5x. Lâmina PO-136A.	51
Fotomicrografia 4.8 – Reação na borda entre <i>boudin</i> de anfibolito (A) e gnaïsse (Gn), onde se observa gnaïssificação do anfibolito através da entrada de material quartzo feldspático, gerando granada (G), muscovita (M), biotita (B), epidoto (E). Nicóis descruzados, aumento 2,5x. Lâmina ME-88.	51
Fotomicrografia 4.9 – Biotita gnaïsse porfiróide milonítico. Nicóis cruzados, aumento 2,5x. Lâmina PO-118.	59
Fotomicrografia 4.10 – Bandamento litológico constituído por bandas de sericita (S) e de quartzo (Q), e porfiroblasto de granada (G) subeudral com bordas sericitizadas. Nas bandas de sericita observam-se cristais reliquiares de muscovita (M). Granada-biotita-clorita-muscovita-sericita-quartzo xisto. Nicóis cruzados, aumento 2,5x. Lâmina PO-118.	59
Fotomicrografia 4.11 – Biotita-muscovita-quartzo xisto. Nicóis cruzados, aumento 5x. Lâmina PO-112.	59
Fotomicrografia 4.12 – Biotita-muscovita-quartzo gnaïsse granoblástico. Nicóis cruzados, aumento 5x. Lâmina PO-123.	59
Fotomicrografia 4.13 – Muscovita xisto. Nicóis cruzados, aumento 2,5x. Lâmina ME-215.	59
Fotomicrografia 4.14 – Muscovita-quartzo xisto bandado. Nicóis cruzados, aumento 2,5x. Lâmina PO-32.	59

Fotomicrografia 4.15 – Porfiroblásto de granada (G) com inclusões de estauroлита (E) e cianita (C). Granada-biotita-muscovita gnaiss. Nicóis cruzados, aumento 5x. Lâmina MA-3-37.	59
Fotomicrografia 4.16 – Biotita-muscovita gnaiss. Nicóis cruzados, aumento 2,5x. Lâmina PO-38.	59
Fotomicrografia 4.17 – Epidoto-muscovita gnaiss. Nicóis cruzados, aumento 2,5x. Lâmina PO-40.	68
Fotomicrografia 4.18 – Anfibolito. Nicóis descruzados, aumento 2,5x. Lâmina ME-149.	68
Fotomicrografia 4.19 – Muscovita (M) junto a plagioclásio em anfibolito. Nicóis cruzados, aumento 5x. Lâmina ME-149.	68
Fotomicrografia 4.20 – Rocha metavulcânica constituída por porfiroblástos de hornblenda (cristais prismáticos verdes) em meio a matriz constituída principalmente por cristais de plagioclásio. Quadrado: área da foto 4.20. Aumento 63x (Lupa). Lâmina ME-203.	68
Fotomicrografia 4.21 – Porfiroblástos de hornblenda (cristais prismáticos verdes) em meio a matriz constituída principalmente por cristais de plagioclásio com quartzo e biotita dispersos. Aumento 63x (Lupa). Nicóis cruzados, aumento 5x. Lâmina ME-203. Lâmina ME-203.	68
Fotomicrografia 4.22 – Granada-biotita-muscovita-quartzo xisto (Grupo Araxá). Nicóis cruzados, aumento 2,5x. Lâmina PO-25.	68
Fotomicrografia 4.23 – Cristal de cianita em granada-biotita-muscovita-quartzo xisto. Nicóis cruzados, aumento 5x. Lâmina SG-91.	68
Fotomicrografia 4.24 – Bandamento composicional dobrado. Muscovita-quartzito. Nicóis cruzados, aumento 2,5x. Lâmina ME-27.	68
Foto 5.1 – Bandamento composicional constituído por pequenas lentes de anfibolito (xenólitos) em gnaiss (biotita ortognaiss porfiróide). Afloramento PO-230. Unidade A (Domínio Sul).	72
Foto 5.2 – Bandamento composicional constituído por variações de porções lepidoblásticas (xistos) e granoblásticas (quartzitos). Afloramento PO-185. Unidade B (Domínio Sul).	72
Foto 5.3 – Bandamento composicional (Sn-2//Sn-1 constituído por intercalações de veios e/ou lentes de quartzo em quartzo xisto transposto. Afloramento PO-185. Unidade B (Domínio Sul).	72
Foto 5.4 – Foliação Sn-1 paralela ao contato entre quartzito e xisto (bandamento composicional), dobrado pela foliação Sn (transposição de Sn-2//Sn-1). Afloramento PO-213. Unidade Quartzítica (Domínio Norte – Grupo Araxá).	72
Foto 5.5 – Foliação Sn-1 paralela ao contato entre quartzito e xisto (bandamento composicional) dobrado (transposição de Sn-2//Sn-1). Afloramento PO-214. Unidade Quartzítica (Domínio Norte – Grupo Araxá).	72

Foto 5.6 – Foliação Sn-1 (bandamento composicional) dobrado (transposição de Sn-2//Sn-1). Afloramento PO-226. Unidade B (Domínio Sul).	72
Foto 5.7 – Muscovita-quartzo xisto dobrado. Afloramento PO-189. Unidade B (Domínio Sul).	72
Foto 5.8 – Xistosidade definida pela relação Sn-2//Sn-1//Sn.	72
Fotomicrografia 5.1 – Xistosidade paralela à foliação Sn (Sn-2//Sn-1//Sn). Epidoto-muscovita gnaisse. Nicóis descruzados aumento 2,5x. Lâmina ME-86 (Domínio Sul).	80
Fotomicrografia 5.2 – Bandamento composicional paralela à xistosidade. Nicóis descruzados aumento 2,5x. Lâmina PO-32 (Grupo Araxá).	80
Fotomicrografia 5.3 – Dobras Dn. Bandamento composicional milimétrico dobrado, a dobra apresenta flancos paralelos à foliação Sn (Sn-2//Sn-1//Sn). Nicóis cruzados aumento 2,5x. Lâmina ME-26 (Domínio Norte).	80
Fotomicrografia 5.4 – Bandamento composicional dobrado pela foliação Sn. Nicóis descruzados aumento 2,5x. Lâmina PO-146.	80
Fotomicrografia 5.5 – Bandamento composicional dobrado pela foliação Sn que rompe parte da linha de charneira da dobra. Nicóis descruzados, aumento 2,5x. Lâmina PO-153.	80
Fotomicrografia 5.6 – Porfiroblásto de granada exibindo foliação interna (Si) oblíqua a foliação Sn. Nicóis cruzados, aumento 2,5x. Lâmina PO-108.	80
Fotomicrografia 5.7 – Agregados de micas (muscovita) sigmoidais que indicam sentido de transporte de topo de W. Nicóis cruzados, aumento 2,5x. Lâmina PO-32.	80
Fotomicrografia 5.8 – Granada-muscovita-biotita xisto na qual ocorrem porfiroblastos de granada com sombras de pressão assimétricas que indicam sentido de transporte de topo de W para L. Nicóis cruzados, aumento 2,5x. Lâmina ED-1-48.	80

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 2.1 – Dados isotópicos e geocronológicos de rochas do Arco Magmático de Goiás.	26
Tabela 2.2 – Dados Isotópicos e geocronológicos de rochas da região de Pontalina	28
Tabela 2.3 – Dados Isotópicos e geocronológicos de rochas metassedimentares do Grupo Araxá.	29
Tabela 2.4 – Dados geocronológicos sobre o metamorfismo na região sul de Goiás	30
Tabela 6.1 – Minerais analisados por microsonda eletrônica	83
Tabela 6.2. Associações minerais presentes nas amostras usadas para termobarometria. A localização das amostras é mostrada na Figura 6.1	96
Tabela 6.3 - Resultados das condições P e T do metamorfismo calculados com o THERMOCALC	97
Tabela 8.1 - Dados isotópicos Sm/Nd e idades modelo de gnaisses da região de Pontalina.	112

RESUMO

Na região de Pontalina - GO afloram duas seqüências alóctones, estruturadas pela principal fase deformacional, que colocou as rochas dos Terrenos-Gnáissicos Metassedimentares (Arco Magmático de Goiás) sobre as rochas do Grupo Araxá. A análise dos dados estruturais (foliação, lineação de estiramento e indicadores cinemáticos, em diferentes escalas) demonstra que o transporte tectônico foi, predominantemente, de oeste para leste. Ambas as unidades apresentam paragêneses minerais ou associações relacionadas ao auge metamórfico típicas da fácies anfíbolito. As associações minerais observadas revelam que o pico metamórfico atingiu temperaturas mínimas da ordem de 600°C, em ambiente de pressão compatível ou superior ao regime barroviano. Aspectos texturais e microestruturais indicam que estas associações foram geradas no estágio inicial do desenvolvimento da foliação principal (S_n) ou mesmo antes. Análises químicas de gnaisses e de rochas metamáficas mostram que as rochas da região apresentam características geoquímicas de magmas gerados em ambientes de arcos magmáticos. As idades modelo T_{DM} em rocha total e dados isotópicos (Sm/Nd) de gnaisses e rochas metamáficas da região são semelhantes aos valores obtidos para litotipos de contexto geológico similar, em outras regiões de Goiás, atribuídas ao Arco Magmático de Goiás. Desta forma, o conjunto litológico em foco corresponde à extensão mais meridional do Arco Magmático de Goiás, de idade neoproterozóica.

CAPÍTULO I

1 – INTRODUÇÃO

Parte dos terrenos pré-cambrianos que ocorrem na região sul/sudeste de Goiás e sul/sudoeste de Minas Gerais, são constituídos por cinturões móveis ou seqüências mais recentes, apresentando história tectono-metamórfica complexa, que circundam ou recobrem áreas cratônicas mais antigas.

Estudos estruturais associados a metamórficos podem levar à obtenção de informações sobre diferentes níveis crustais e ambientes tectônicos, propiciando o esclarecimento das relações entre acreção crustal, formação de cinturões móveis antigos, possíveis movimentos de placas, limites de placas, domínios transpressivos e distensivos e antigos regimes termais e seus caminhamentos metamórficos.

A área pesquisada está contida na Faixa de Dobramentos Brasília, porção central da Província Tocantins. A Faixa de Dobramentos Brasília é dividida, segundo a proposta de Fuck (1990, 1994) e Fuck et al. (1993, 1994, 2005) em duas zonas: interna à oeste e externa à leste. Pesquisas geológicas relativamente recentes advogam que a Faixa Brasília é o produto de um processo de colisão continental, que guarda registros de um Ciclo de Wilson completo, que inclui seqüências metassedimentares plataformais de margem passiva e seqüências marinhas profundas (BARBOSA et al., 1970a, 1970b; MARINI et al., 1984a, 1984b; VALENTE, 1986; FUCK et al., 1993; DARDENNE, 2000; VALERIANO et al., 2004, entre outros); rochas metamáficas/metaultramáficas do tipo alpino, reconhecidas como melange ofiolítica (DRAKE JR., 1980; VALENTE, 1986; NILSON, 1984; STRIEDER; NILSON, 1992a, 1992b, 1992c; BROD et al., 1991; FUCK et al., 1993; STRIEDER, 1993; DARDENNE, 2000; NAVARRO, 2002; ANGELI et al., 2004, 2005) e, também inclui restos de arcos magmáticos (PIMENTEL; FUCK, 1991, 1992; FUCK et al., 1993, 1994; PIMENTEL et al., 1996, 1998, 2000, 2004; LACERDA FILHO et al., 1999; DARDENNE, 2000), provavelmente provenientes do consumo de Placa São Franciscana.

As publicações existentes até o momento atestam que grande parte dos terrenos gnáissicos da Faixa Brasília carecem, em muitas áreas, em especial na área enfocada por esta Tese, de estudos mais aprofundados que envolvam: detalhamento de campo (mapeamento geológico e estrutural), estudo da natureza geoquímica das rochas que os compõem (análises químicas de minerais e rocha total), estudos isotópicos e geocronológicos, etc. A compreensão

destes dados pode esclarecer a origem destas rochas e o real significado geológico de suas presenças.

1.2 – OBJETIVOS

Um dos problemas de grande importância a investigar, para um completo conhecimento da evolução crustal de uma dada região, é o da origem e evolução tectono-metamórfica de terrenos gnáissico-graníticos e rochas associadas. O objetivo da pesquisa é a obtenção de dados mineralógicos, petrográficos, estruturais, litoquímicos e isotópicos, e à confecção de mapa geológico na escala 1:100.000, almejando fornecer subsídios que possibilitem a compreensão da evolução geológica das rochas e associações petrogenéticas, que ocorrem na região SW da Província Tocantins, no limite entre rochas atribuídas ao Arco Magmático de Goiás e a Faixa Brasília, na porção sul do estado de Goiás, nos arredores dos municípios de Pontalina e Morrinhos.

A escolha da presente área deve-se: à carência de conhecimento geológico, uma vez que ainda não foi alvo de estudos de detalhes e, por considerarmos que estes terrenos podem contribuir para o entendimento da evolução geológica ou tectônica da região de estudo.

1.3 – LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo situa-se a sudoeste de Goiânia, no Estado de Goiás, e abrange parte das folhas topográficas Piracanjuba (Folha SE-22-X-D-I), Edéia (Folha SE-22-X-C-III), Joviânia (Folha SE-22-X-C-VI) e Morrinhos (Folha SE-22-X-D-IV), na escala 1:100.000 do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - IBGE (1973, 1974), localizada entre as coordenadas (latitude N 17° 17' 19'' longitude E 49° 27' 25'' e latitude N 17° 44' 09'' longitude E 49° 06' 49'').

A área abrange parte dos municípios de Palmeira de Goiás, Edéia, Cromínia, Piracanjuba e principalmente parte dos municípios de Mairipotaba, Pontalina e Morrinhos, situados cerca de 100 km a sul da cidade de Goiânia (Figura 1.1).

Partindo de Goiânia, o acesso à área de estudo pode ser feito pela rodovia federal (BR – 153) até o trevo de acesso às cidades de Cromínia e Mairipotaba, localizado na Vila conhecida como Prof. Jamil (ou Bela Vista); seguindo então pela rodovia estadual (GO - 217), até o trevo para a cidade de Pontalina, localizado na cidade de Cromínia, de onde se tem acesso à porção norte da área.

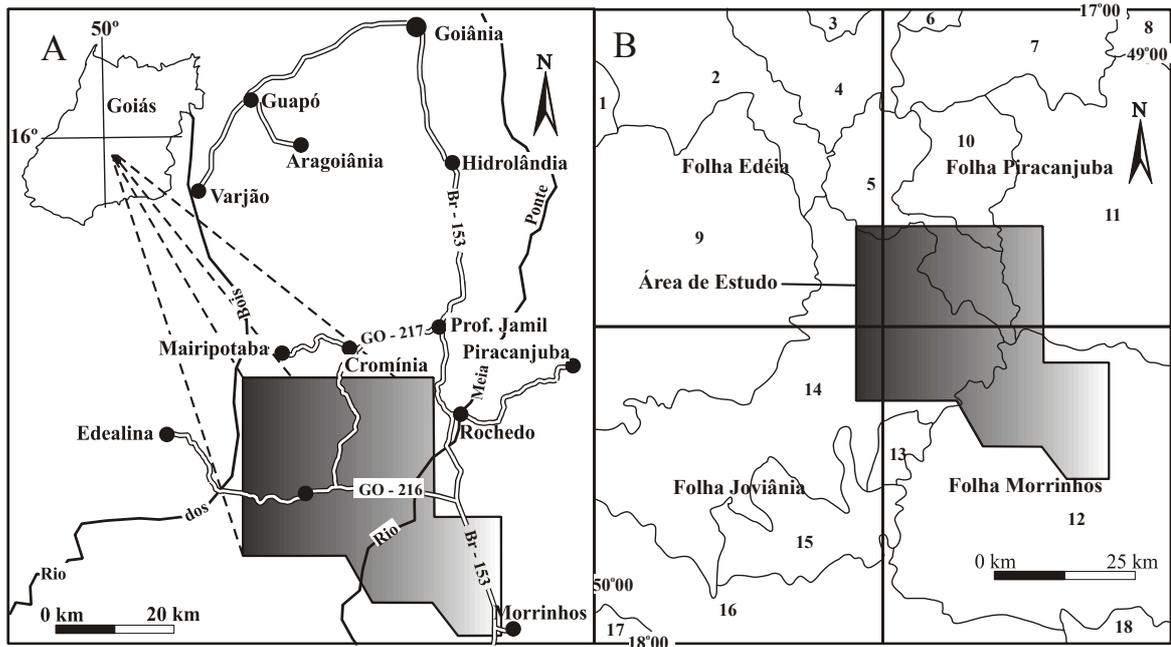


Figura 1.1 – (A) Mapa de localização da área de estudo e vias de acesso (Fonte: Mapa Rodoviário do Brasil, 1995) (B) Localização da área nas folhas topográficas na escala 1:100.000 (IBGE, 1973, 1974) mostrando os limites intermunicipais. 1- Jandaia, 2- Palmeira de Goiás, 3- Guapó, 4- Varjão, 5- Mairipotaba, 6- Aragoiânia, 7- Hidrolândia, 8- Bela Vista de Goiás, 9- Edéia, 10- Cronínia, 11- Piracanjuba, 12- Morrinhos, 13- Aloândia, 14- Pontalina, 15- Joviânia, 16- Goiatuba, 17- Bom Jesus de Goiás, 18- Buriti Alegre.

O acesso à porção central da área é feito pelo trevo entre a rodovia federal (BR – 153) com a rodovia estadual (GO – 216), mais a sul, que possibilita atingir o município de Pontalina. O acesso a porção sul da área é feito pelo trevo da cidade de Morrinhos com a rodovia federal (BR – 153) através de estrada de terra (Figura 1.1).

1.4 – MÉTODOS APLICADOS PARA A ELABORAÇÃO DESTE TRABALHO

1.4.1 - Levantamentos de dados preexistentes

Esta etapa consistiu em uma fase preparatória para as atividades a serem desenvolvidas nas etapas posteriores, incluindo o levantamento bibliográfico em periódicos, livros, teses de doutorado, dissertações de mestrado, monografias, além de anais de congressos, simpósios e outros encontros científicos, enfocando a Faixa Brasília e, em especial a área de estudo, para obtenção de dados cartográficos e geológicos já existentes.

Os principais trabalhos consultados (mapas de levantamentos geológicos anteriores) foram os de Araújo et al. (1980), Ianhez et al. (1983), Valente (1986), Lacerda Filho (1995), Lacerda Filho et al. (1995, 1999), Simões et al. (1999a, 1999b, 1999c), Navarro (1999, 2002) e Rocha (2003).

Foram também abordados os temas que fazem parte deste trabalho, como metamorfismo, geotermobarometria, geologia estrutural e geoquímica.

1.4.2 – Interpretação de fotos aéreas e imagens de satélite

O estudo de fotointerpretação e de processamento de imagens de satélite, foi elaborado utilizando fotografias aéreas da Força Aérea Norte-Americana (USAF), na escala 1:60.000, do ano de 1969 e imagem de satélite do ENGESAT Imagens de Satélite (LANDSAT 7 ETM, bandas Ms, Tm e Pan), do ano de 2001, na escala 1:250.000.

Para a interpretação da imagem de satélite foi utilizada uma composição colorida das bandas 3, 4 e 7. O objetivo desta atividade foi racionalizar os trabalhos de campo, através da identificação das principais estruturas tectônicas, e facilitar a identificação dos contatos geológicos entre as unidades, entre outros.

1.4.3 - Trabalhos de campo

Os trabalhos de campo foram realizados em quatro etapas, de 10 dias cada, totalizando 40 dias. Consistiram em levantamentos geológicos de âmbito regional, visando um entendimento das relações estruturais, petrográficas, metamórficas e cronológicas entre as rochas. Os afloramentos visitados foram descritos, cartografados, amostrados e tiveram seus dados estruturais levantados.

Os dados obtidos no campo foram integrados aos dados de outros levantamentos anteriores realizados na área (em especial ARAÚJO et al., 1980; SIMÕES et al., 1999a; NAVARRO, 2002) e resultaram em um mapa na escala de 1:100.000. A localização dos afloramentos visitados durante os levantamentos de campo é mostrada no mapa de pontos (Anexo I – Mapa de Pontos).

1.4.4 – Digitalização da base topográfica

A base geográfica da área de estudo foi compilada de parte das folhas topográficas na escala 1:100.000 (Folhas Morrinhos - SE-22-X-D-IV, Piracanjuba - SE-22-X-D-I, Aloândia - SE-22-X-C-VI e, Edéia - SE-22-X-C-III), todas do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) dos anos de 1973 e 1974.

A compilação da base geográfica foi feita através da digitalização utilizando-se o programa *AUTOCAD* versão 14 da *Autodesk*.

1.4.5 - Petrografia

Algumas amostras coletadas nos trabalhos de campo foram selecionadas para a elaboração de seções delgadas e seções polidas, feitas no Laboratório de Laminação do Departamento de Petrologia e Metalogenia - DPM do Instituto de Geociências e Ciências Exatas (IGCE), UNESP - Câmpus de Rio Claro; visando-se caracterizar a mineralogia, texturas e estruturas primárias e tectono-metamórficas, relações microtectônicas e cinemáticas e, grau metamórfico.

O estudo das seções delgadas (totalizando 150 lâminas) permitiu estudar e/ou estabelecer relações entre os constituintes mineralógicos e/ou texturais das rochas gnáissicas com a deformação e metamorfismo da região. Os números das lâminas descritas no item 7.2 correspondem ao número do afloramento onde as amostras foram coletadas (Anexo I – Mapa de Pontos).

1.4.6 - Análises químicas de rocha total

Com base no estudo petrográfico foram selecionadas trinta e sete amostras para determinação das composições químicas das rochas (elementos maiores e traço). Destas, dezenove amostras correspondem a rochas gnáissicas e dezoito amostras correspondem a amostras de rochas metamáficas. Das amostras analisadas, vinte amostras foram selecionadas para a determinação de Elementos Terras Raras - ETR (nove amostras de gnaisses e onze amostras de metamáficas).

As amostras selecionadas para análise química de rocha total foram preparadas no Laboratório de Geoquímica (Labogeo) do Departamento de Petrologia e Metalogenia (DPM) do Instituto de Geociências e Ciências Exatas (IGCE), UNESP - Câmpus de Rio Claro.

A preparação das amostras seguiu as seguintes etapas:

as porções com evidências de alteração intempérica, bem como as zonas de cisalhamento/cataclase localizadas e fraturas/vênulas tardias, foram retiradas por fragmentação manual ou através de corte de serra de disco diamantado;

as partes maciças melhor preservadas e consideradas mais representativas foram desagregadas e diminuídas através de corte em fatias e posterior prensagem, quando foi reduzida a granulção de 2mm;

foi executada pulverização em moinho oscilante, que reduziu as amostras à granulação de silte fino e argila.

Em todas as etapas foram realizadas operações de limpeza dos equipamentos, seguindo os procedimentos de limpeza rotineiros (uso de palha de aço, pincel, estopa com álcool, secagem do equipamento com ar comprimido, etc.).

As amostras pulverizadas foram encaminhadas ao Laboratório de Geoquímica (Labogeo) do Departamento de Petrologia e Metalogenia (DPM) do Instituto de Geociências e Ciências Exatas (IGCE), UNESP - Câmpus de Rio Claro.

As análises de elementos maiores e traços foram realizadas pelo método de Fluorescência de Raios X (FRX). Foram analisados Si, Al, Ti, Ca, Fe, Mn, Mg, Na, K e P, com os resultados apresentados em porcentagem de peso de óxido; e Ba, Cr, Cu, Nb, Ni, Rb, Sr, Y e Zr, com teores expressos em partes por milhão (ppm), utilizando a metodologia proposta por Nardy et al. (1997).

A análise dos Elementos Terras Raras - ETR (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Er, Yb, Lu) foram executada pelo método ICP – AES (Espectrometria de Emissão Atômica com Fonte de Plasma Acoplado Indutivamente), utilizando os procedimentos descritos por Malagutti et al. (1998).

A localização das amostras e o resultado das análises químicas estão apresentados no Anexo I (Mapa de Pontos) e Tabela I (Anexo III) respectivamente. Para a manipulação dos dados geoquímicos e construção dos diagramas utilizou-se o programa *MINPET* versão 2.02 (RICHARD, 1995).

1.4.7 – Química mineral

Após o estudo petrográfico, algumas lâminas foram selecionadas para análise de química mineral por microsonda eletrônica. As lâminas selecionadas foram polidas no Laboratório de Laminação do Departamento de Petrologia e Metalogenia (DPM) do Instituto de Geociências e Ciências Exatas (IGCE), UNESP - Câmpus de Rio Claro, e levadas ao laboratório de Microsonda do Instituto de Geociências da USP (IG-USP), onde foram metalizadas com carbono.

As análises realizadas através de microsonda eletrônica da marca JEOL modelo SUPERPROBE JXA-8600 no laboratório de Microsonda do Instituto de Geociências da USP (IG-USP). As análises foram realizadas sob as seguintes condições: potencial de aceleração 15KV, corrente de 20nA (nanoâmpere), diâmetro de 5 μ e o tempo de exposição de 10 segundos. Foram analisadas 12 lâminas delgadas de amostras, nas quais se obteve dados

químicos das seguintes fases minerais: anfibólio, biotita, clorita, epidoto, feldspatos (plagioclásios e feldspatos alcalinos), granadas, moscovita, piroxênios e opacos.

Parte destas análises foi realizada pelo Prof. Dr. Renato Moraes do Departamento de Mineralogia e Geotectônica do Instituto de Geociências (IG) da USP e, pelo Prof. Dr. Luiz Sérgio Amarante Simões do Departamento de Petrologia e Mineralogia do Instituto de Geociências e Ciências Exatas (IGCE), da UNESP, Campus de Rio Claro.

As fórmulas estruturais dos minerais analisados foram calculadas através dos programas *MINPET* versão 2.02 (RICHARD, 1995) e *THERMOCALC* (POWELL; HOLLAND, 1994). Os resultados das análises de química mineral são mostrados na Tabela I (Resultados das Análises de Química Mineral) do Anexo II.

1.4.8 – Geocronologia (método Sm-Nd)

Nove amostras foram selecionadas para a determinação de Idades Modelo (T_{DM}) em rocha total para a determinação da idade do protólito. Das nove amostras, sete amostras correspondem a gnaisses e duas a rochas metamáficas.

A preparação das amostras seguiu o processo descrito no item 4.7. Após a pulverização, as amostras foram encaminhadas ao Laboratório de Geoquímica Isotópica, do Departamento de Petrologia e Metalogenia (DPM), da Universidade Estadual Paulista (UNESP), onde foi realizada a abertura química de amostras para análise isotópica de rocha total utilizando os procedimentos descritos por Hackspacher et al. (2004).

As análises das razões isotópicas Sm-Nd foram feitas em Espectrômetro de Massa por ionização termal (TIMS) da marca Finningan MAT-262 multi-coletor do Laboratório de Geocronologia do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (UnB).

O método Sm – Nd foi utilizado porque permite a obtenção de idades modelo (T_{DM}), que correspondem à idade de geração de magmas primários acrescidos à crosta devido à diferenciação crosta manto (SATO; TASSINARI, 1993; SATO et al., 1995; SATO, 1998), permitindo a separação de rochas juvenis de rochas geradas em outros eventos (anteriores ou posteriores a um dado evento de acreção crustal).

1.4.9 – Elaboração de mapa geológico da área

A área estudada abrange aproximadamente 1459 km², exibindo a forma de um polígono irregular, situada nos arredores dos municípios de Mairipotaba, Cromínia, Piracanjuba, Morrinhos e Pontalina, localidades situadas ao sul da cidade de Goiânia no estado de Goiás.

O mapa geológico da área (Anexo I – Mapa Geológico) na escala 1:100.000 foi elaborado com base nos dados de campo, petrográficos e da compilação de algumas informações contidas em trabalhos anteriores, em especial nos trabalhos de Araújo et al. (1980), Simões et al. (1999a), Rezende et al. (1999), Navarro (1999, 2002) e Rocha (2003).

1.4.10 – Confecção da tese

Os resultados obtidos neste trabalho são apresentados em um volume. O presente volume é dividido em 10 capítulos, que abrange a apresentação, discussão e interpretação dos dados. No final do volume são anexados os mapas elaborados (mapa de pontos, geológico e estrutural), tabelas de dados estruturais, tabela de dados litogeoquímicos, tabela de química mineral, tabela de dados isotópicos usados para a elaboração de estereogramas, cálculos de geotermobarometria, gráficos, etc.

CAPÍTULO II

2 - GEOLOGIA REGIONAL

2.1 – Aspectos gerais

A área de estudo situa-se na porção ocidental da Zona Interna da Faixa Brasília, no limite entre os metassedimentos da Zona Interna da Faixa Brasília (segundo as propostas de FUCK, 1990, 1994; FUCK et al., 1993, 1994, 2005) e os terrenos gnáissicos associados ao Arco Magmático de Goiás, na porção central da Província Tocantins. A Faixa Brasília corresponde a um cinturão orogênico neoproterozóico desenvolvido durante a convergência de três importantes blocos continentais: o Cráton Amazônico a oeste, o Cráton do São Francisco a leste e o Bloco Paraná a sul, que se encontra sob os sedimentos e rochas vulcânicas da Bacia do Paraná.

Grande parte da Zona Interna da Faixa Brasília foi inicialmente denominada de Faixa Uruaçu (ALMEIDA et al., 1976). Segundo estes autores a Faixa Uruaçu seria constituída por rochas metassedimentares e metabásicas metamorfizadas na fácies xisto verde alto a anfíbolito de alta pressão, às quais associam-se pequenos corpos intrusivos básico-ultrabásicos e magmatismo ácido sin- a pós-tectônico, incluídas no Grupo Araxá (BARBOSA et al., 1955, 1970b), metamorfizadas durante o Ciclo Uruaçuano (ALMEIDA, 1968a) entre 1000 – 1300 Ma. Almeida et al. (1976) ressaltam o fato de que, tradicionalmente, a Faixa Uruaçu é considerada como sendo formada essencialmente por seqüências de micaxistos, restringindo gnaisses e migmatitos a unidades pré-uruacuanas. Entretanto, atentam para o fato de que essas rochas apresentam, em muitos locais, transição gradual, que existem ocorrências de inconformidades angulares e carência de mapeamento. Tais aspectos dificultariam a sua separação, desta forma parte do Maciço Central de Goiás é englobado na Faixa Uruaçu. Restringem o termo Faixa de Dobramentos Brasília a uma faixa de metassedimentos detríticos depositados em condições miogeossinclinais (Grupos Araí e Canastra) e sedimentos psamíticos, pelíticos e carbonáticos (Formação Paraopeba) metamorfizados nas condições xisto verde baixo durante o Ciclo Brasileiro (ALMEIDA et al., 1976).

Fuck (1990) e Fuck et al. (1993, 1994), em nova proposta de estruturação da Província Estrutural Tocantins (Figura 2.1a), utilizam o termo Faixa Brasília para designar um sistema de dobramentos neoproterozóicos, incluindo nesta denominação as rochas atribuídas a Faixa de Dobramentos Uruaçu. Nesta, a Faixa Brasília é dividida em duas zonas: a Zona Externa, localizada junto à margem oeste do Cráton do São Francisco (correspondendo em sua maior

parte à Faixa Brasília no conceito antigo); e a Zona Interna, localizada mais a oeste (corresponde na sua maior parte à antiga Faixa Uruaçu). Esta proposta associa uma nova unidade tectônica a Faixa Brasília, definida na década de noventa, no estado de Goiás por Pimentel e Fuck (1991, 1992), denominada de Arco Magmático de Goiás.

Na área de estudo afloram rochas atribuídas a duas unidades litoestratigráficas associadas à Faixa Brasília: o Grupo Araxá (Zona Interna) e Arco Magmático de Goiás. O Grupo Araxá é constituído principalmente por metassedimentos distais turbidíticos, com significativa presença de finos (pelitos), incluindo rochas metamáficas e metaultramáficas interpretadas como restos de assoalho oceânico, assumindo características de melange ofiolítica (DRAKE Jr., 1980; NILSON, 1984; FUCK, 1990, BROD et al., 1991; STRIEDER; NILSON, 1992a, 1992b, 1992c; FUCK et al., 1993, 1994; STRIEDER, 1993; DARDENNE, 2000; VALERIANO et al., 2004). Ao Grupo Araxá também associam-se corpos graníticos de dimensões variadas sin- tardi-tectônicos (granitos Encruzadilha, Sesmaria, Tambú, Maratá, granitóides tipo Aragoiânia e Piracanjuba), interpretados em parte como granitos derivados da fusão de metassedimentos deste grupo (PIMENTEL et al., 1997a, 1999a, 1999b, 2000a; REZENDE et al., 1999).

O Arco Magmático de Goiás é representado por ortognaisses com “intercalações” de rochas de origem sedimentar e/ou vulcanossedimentar/tufogênicas (seqüências metavulcanossedimentares), interpretados como parte de crosta juvenil com assinatura geoquímica e isotópica de arcos magmáticos intraoceânicos a cordilheiranos, formados durante ciclo orogênico no neoproterozóico (PIMENTEL; FUCK, 1992; DARDENNE, 2000; PIMENTEL et al., 2000a; VALERIANO et al., 2004). Ao Arco Magmático de Goiás associam-se corpos graníticos (granito Serra Negra, Serra do Irã, Caiapó, Iporá, Israelândia, Serra do Impertinente, Fazenda Nova, Novo Brasil) e máfico-ultramáficos (complexos Americano do Brasil e Anicuns-Santa Barbará, diorito Córrego do Lajeado) tardi- a pós-orogênicos, resultantes de magmatismo bimodal, relacionados ao ultimo estágio colisional da Faixa Brasília (PIMENTEL et al., 2000a; VALERIANO et al., 2004).

2.2 – Compartimentação geológica da área de estudo

A área de estudo tem recebido distintas interpretações litoestratigráficas e geocronológicas durante os últimos anos. Inicialmente a área foi relacionada ao Grupo Araxá e embasamento de idade arqueana, e mais recentemente a terrenos neoproterozóicos do Arco Magmático de Goiás. Neste trabalho a estruturação geológica desta é dividida em dois compartimentos denominados de Domínio Norte e Domínio Sul (Figura 2.1b).

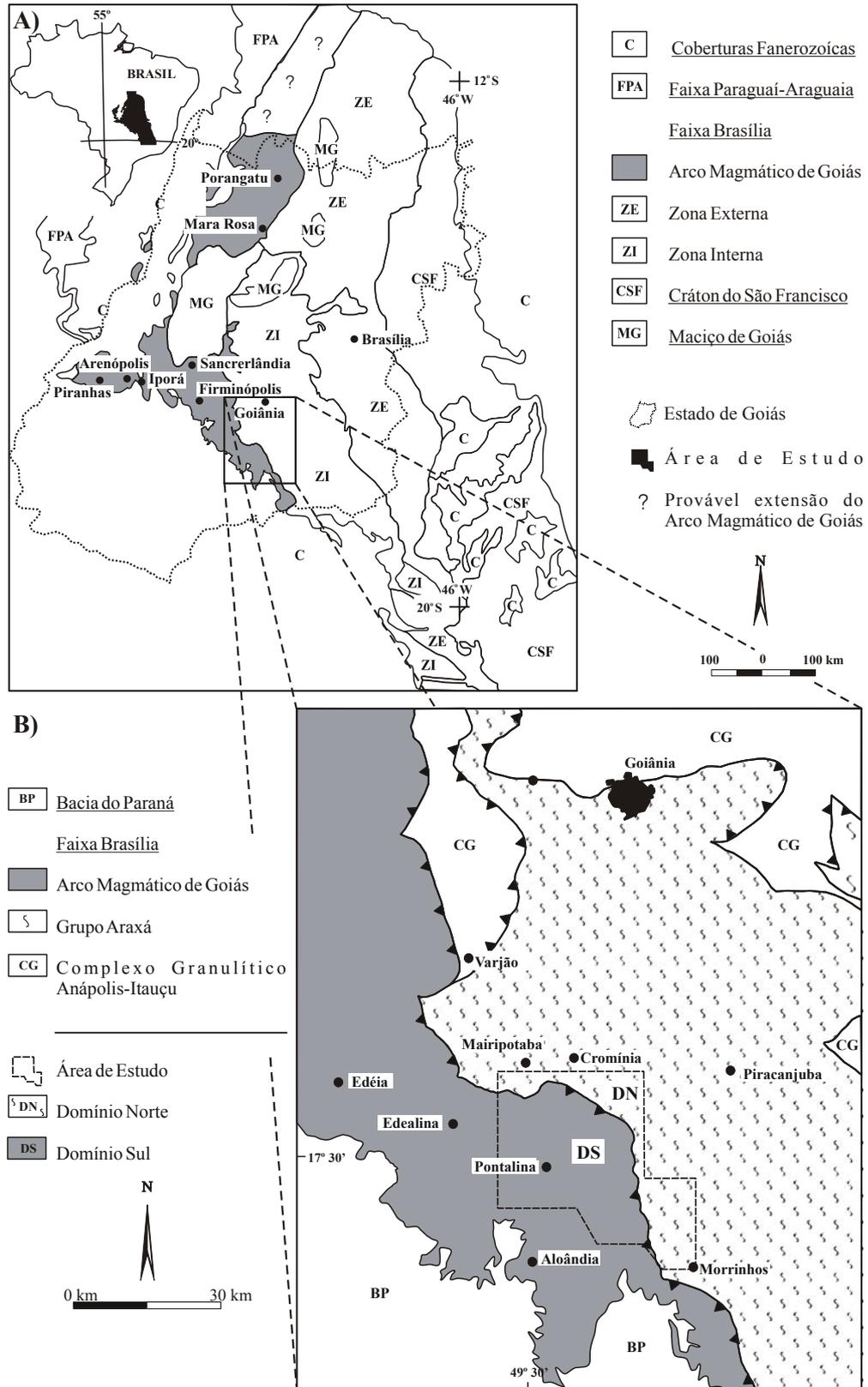


Figura 2.1 – (A) Mapa esquemático da Província Tocantins (modificado de FUCK et al., 1994). (B) Mapa geológico regional esquemático mostrando a localização dos Domínios Norte e Sul na área de estudo (modificado de LACERDA FILHO et al., 1995).

O Domínio Norte é constituído pelas rochas do Grupo Araxá (ARAÚJO et al., 1980; REZENDE et al., 1999), e o Domínio Sul por rochas associadas ao Arco Magmático de Goiás (PIMENTEL et al., 2000a, 2000b; NAVARRO et al., 2004; NAVARRO; ZANARDO, 2005). A seguir será apresentada uma breve síntese dos principais trabalhos realizados na região.

2.2.1 – Domínio Sul (Arco Magmático de Goiás)

Almeida (1968a) associa as rochas que afloram ao sul de Goiânia ao Grupo Araxá (Série Araxá – BARBOSA, 1955). Para esse autor esta unidade é constituída por metassedimentos eugeossinclinais onde predominam biotita xistos comumente granatíferos, com intercalações de quartzitos, e localmente de gnaisses, mármore calcíticos ou dolomíticos, anfíbolitos e metabasitos (Figura 2.2).

Almeida (1968a) reúne estas rochas na “Região de Dobramentos Uruaçuanos” de idade uruaçuana. Esta divisão, que engloba os gnaisses que ocorrem na região à leste do Grupo Araxá (divisão atual), agrupando-os na Faixa Uruaçu/Grupo Araxá foi mantida por Hasui e Almeida (1970), Barbosa et al. (1970b), Almeida et al. (1976), entre outros.

Trabalhos regionais elaborados por Schobbenhaus et al. (1975a, 1975b), Marini et al. (1978, 1984a, 1984b), Danni e Fuck (1981), Ianhez et al. (1983), Valente (1986), Lacerda Filho (1995), Rezende et al. (1999) relacionam extensas áreas de rochas gnáissicas, que ocorrem na porção oeste de Goiás e Minas Gerais, ao embasamento da Faixa Brasília de idade arqueana e/ou paleoproterozóica.

Araújo et al. (1980), no levantamento geológico realizado na região sudeste de Goiás (Projeto Pontalina), mapearam gnaisses relacionados ao embasamento sob a denominação de Conjunto Migmatítico, de idade pré-cambriana superior (Figura 2.3).

O Conjunto Migmatítico, segundo esses autores, é dividido em rochas metamórficas-migmatíticas que abrangem metatexitos e diatexitos. Os metatexitos são constituídos por bitotita gnaisses, biotita-muscovita gnaisses, muscovita gnaisses, etc., com estruturas do tipo *schollen*, ptigmáticas, agmáticas e principalmente estromáticas, apresentando normalmente paleossomas de anfíbolitos, de hornblenda gnaisses, de granada-biotita xistos, e de biotita gnaisses.

Os diatexitos correspondem a corpos isolados associados a metatexitos, com os quais estão intimamente relacionados. São constituídos por rochas homogêneas, apresentando estruturas do tipo nebulítica a *schlieren*, apresentando composição granodiorítica a granítica, sendo constituídos por hornblenda/biotita gnaisses podendo conter granada.

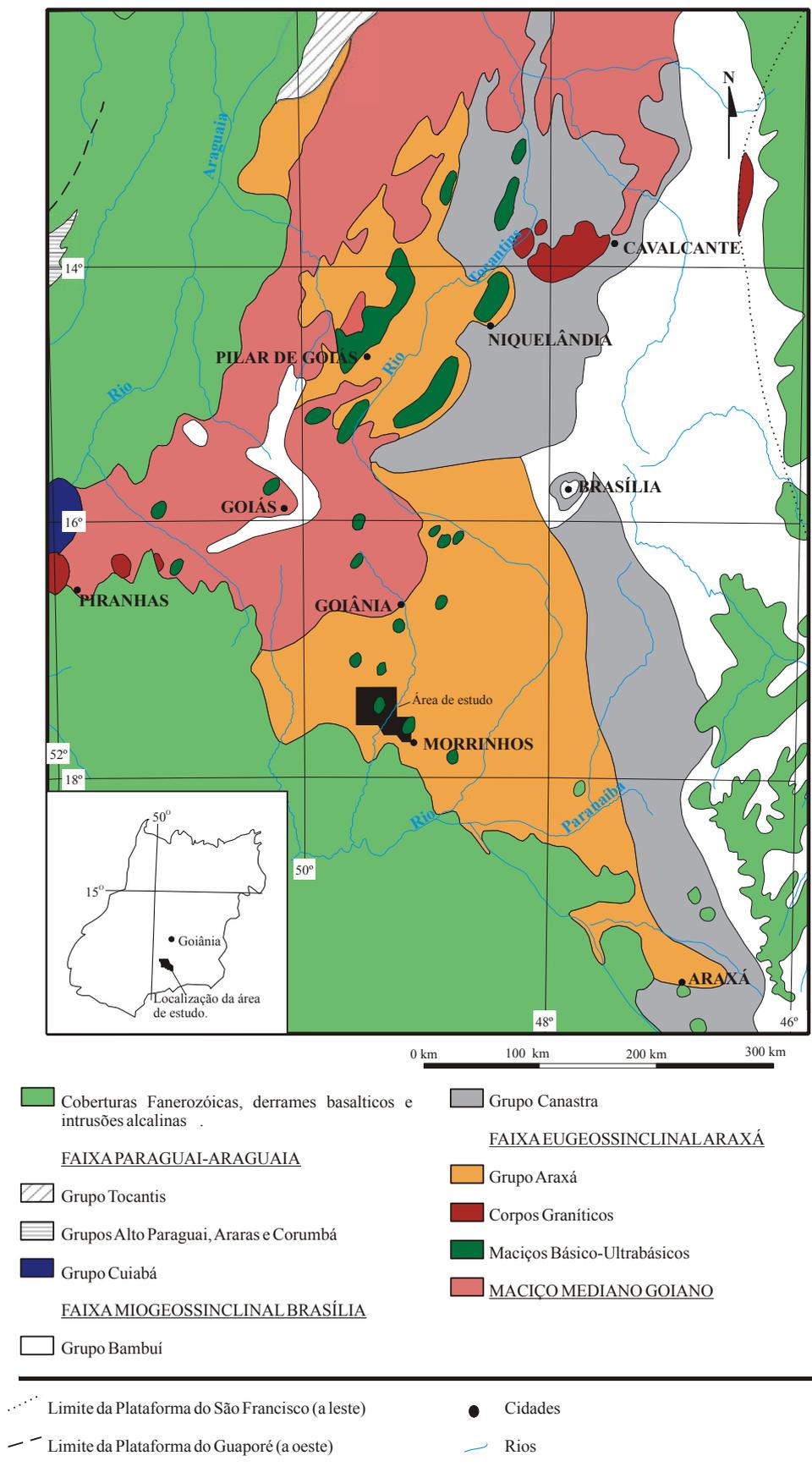


Figura 2.2 – Mapa geológico esquemático da Faixa Brasília segundo Almeida (1968b).

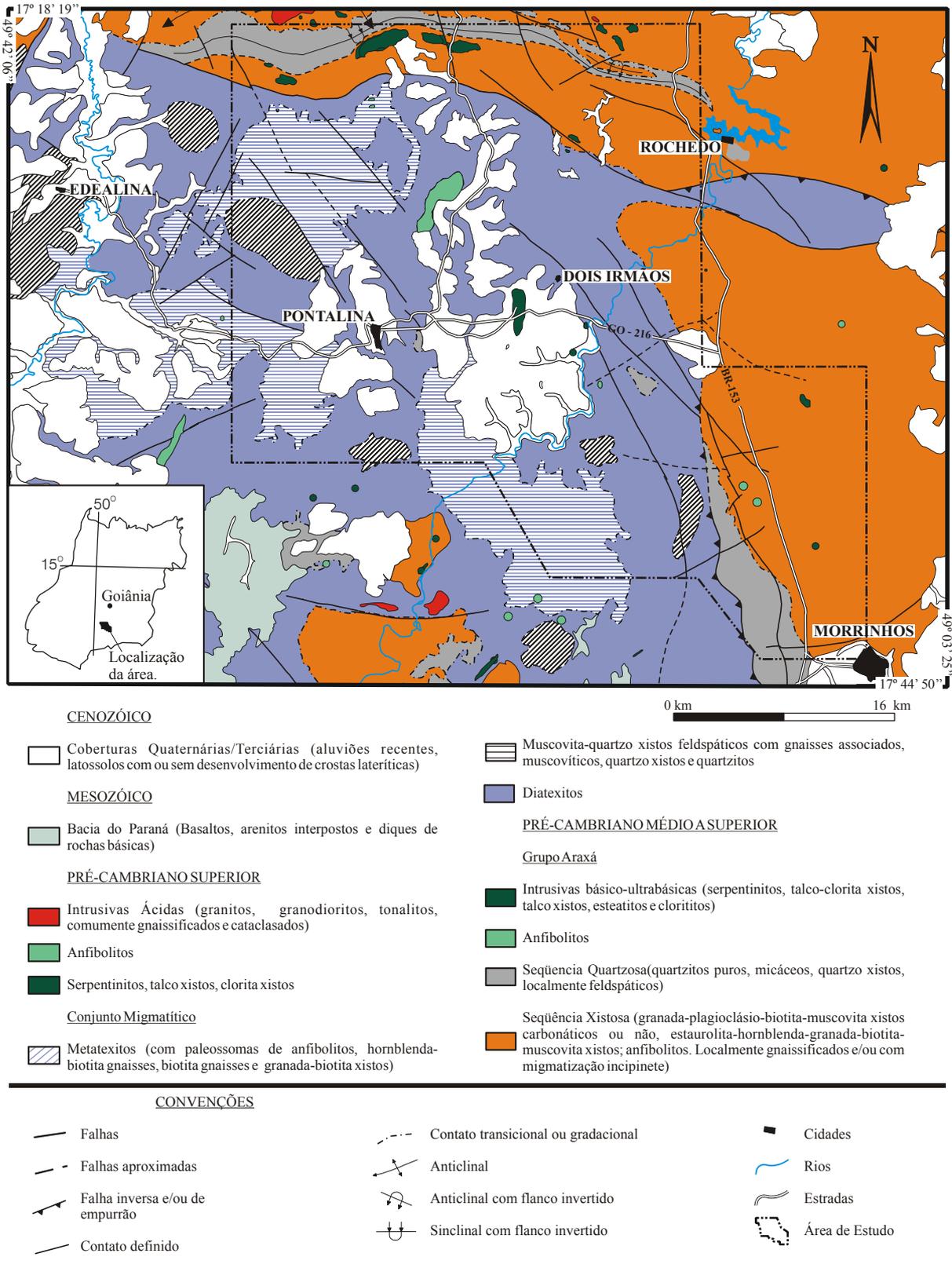


Figura 2.3 – Mapa geológico esquemático da área de estudo segundo Araújo et al. (1980).

Na porção central da área, Araújo et al. (1980) separam uma subunidade constituída por quartzitos micáceos ou não, muscovita-quartzo xistos, sericita-cianita xisto, por vezes feldspátizados, e muscovita gnaisses, que seriam resultado da migmatização de rochas de Grupo Araxá (Seqüência Quartzosa – ver item a seguir).

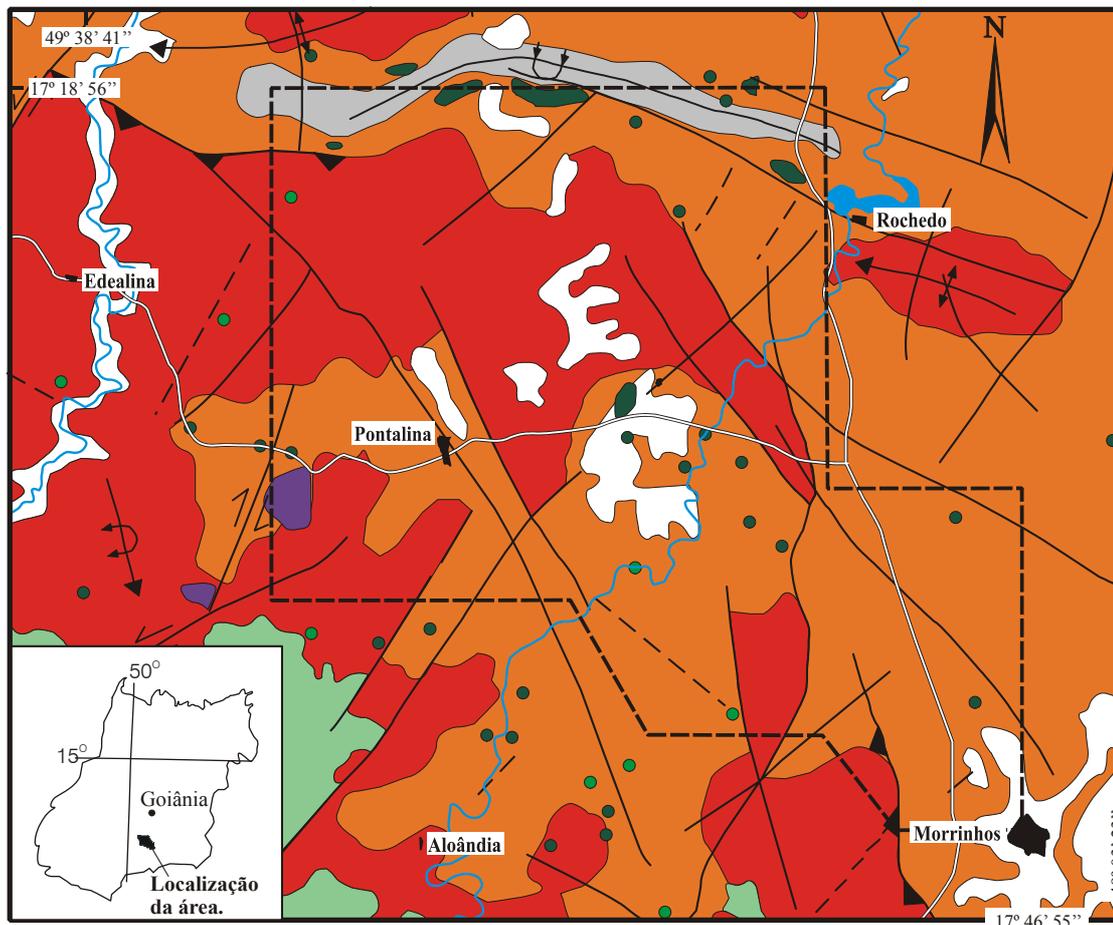
Ianhez et al. (1983), na síntese regional, englobam parte das rochas do Domínio Sul no Complexo Goiano de idade arqueana e no Grupo Araxá, de idade proterozóica inferior a média (Figura 2.4). Estes autores descrevem a sul da área, no trecho entre Aloândia – rodovia Br 153 (GO-213), muscovita gnaisses e gnaisses facoidais.

Na estrada que vai de Aloândia a Pontalina, aproximadamente até a metade da distância, afloram segundo esses autores, granito gnaisses cataclasados, com enclaves de rochas xistosas associadas ao Grupo Araxá. Ianhez et al. (1983) também descrevem blastomilonitos e migmatitos além de biotita-quartzo-plagioclásio gnaiss, em trechos das rodovias de Pontalina a Cromínia (GO-040 e Br-153) e na região da Serra da Boa Vista, na estrada vicinal que liga Pontalina a Mairipotaba.

Na região a norte da estrada GO-215 e a oeste, ocorrem segundo Ianhez et al. (1983) gnaisses, granito gnaisses, migmatitos e anfíbolitos, que apresentam estruturas acamadadas e mais raramente ptigmáticas. Na região do vale do Rio Meia Ponte e a sul, leste e sudeste de Pontalina até próximo a cidades de Aloândia, estes autores descrevem uma seqüência associada ao Grupo Araxá de micaxistos alterados, granatíferos ou não, com lentes de quartzitos micáceos intercaladas por corpos anfíbolíticos, em grande parte transformados a tremolita-actinolita xistos; além de clorititos e talco xistos derivados de rochas metaultramáficas. Descrevem ainda na rodovia que liga Pontalina a Edealina e Joviânia, uma seqüência de rochas derivadas de ultramáficas (opaco-sericita-clorita xisto), ressaltando que esta região pode representar uma seqüência tipo vulcanossedimentar dentro do Grupo Araxá.

Lacerda Filho et al. (1995) e Rezende et al. (1999) agrupam os gnaisses da região sob a denominação de Granito-Gnaisses Indiferenciados pertencentes ao Complexo Granito-Gnáissico de idade arqueana (Figura 2.5). Para esses autores, os terrenos granito-gnáissicos que ocorrem desde a porção noroeste de Goiás e se estendem até a região de Edeia-Edealina-Pontalina-Aloândia, onde desaparecem sob as rochas vulcânicas e sedimentares da Bacia do Paraná, seriam partes dos terrenos Granito-Gnaisses Indiferenciados.

Os terrenos Granito-Gnaisses Indiferenciados são compostos por granitóides homogêneos e/ou gnaissificados, representados por ortognaisses graníticos, tonalíticos e granodioríticos, algumas vezes milonitizados e contendo restitos de rochas básicas a ultrabásicas, com freqüentes diques e *stocks* máfico-ultramáficos.



FORMAÇÕES PALEOZÓICAS

- Depósitos Terciário/Quaternários.
- Bacia do Paraná

UNIDADES MESO/PALEOPROTEROZÓICAS

- Grupo Araxá

UNIDADES ARQUEANAS.

- Complexo Goiano

ROCHAS DE POSICIONAMENTO INDEFINIDO.

- Ultramáficas
- Calcossilicáticas.

0 km 10 km

OCORRÊNCIAS DE ROCHAS..

- anfibolito
- calcossilicática
- quartzo xisto
- ultrabásica

CONVENÇÕES.

- | | | |
|--|--|--|
| <ul style="list-style-type: none"> Cavalgamentos Falhas Falhas inseridas Falhas com deslocamento | <ul style="list-style-type: none"> Sinclinais invertidos. Anticlinais invertidos Anticlinais Estradas | <ul style="list-style-type: none"> Rios Cidades Área de Estudo |
|--|--|--|

Figura 2.4 – Mapa geológico esquemático da área de estudo segundo Ianhez et al. (1983).

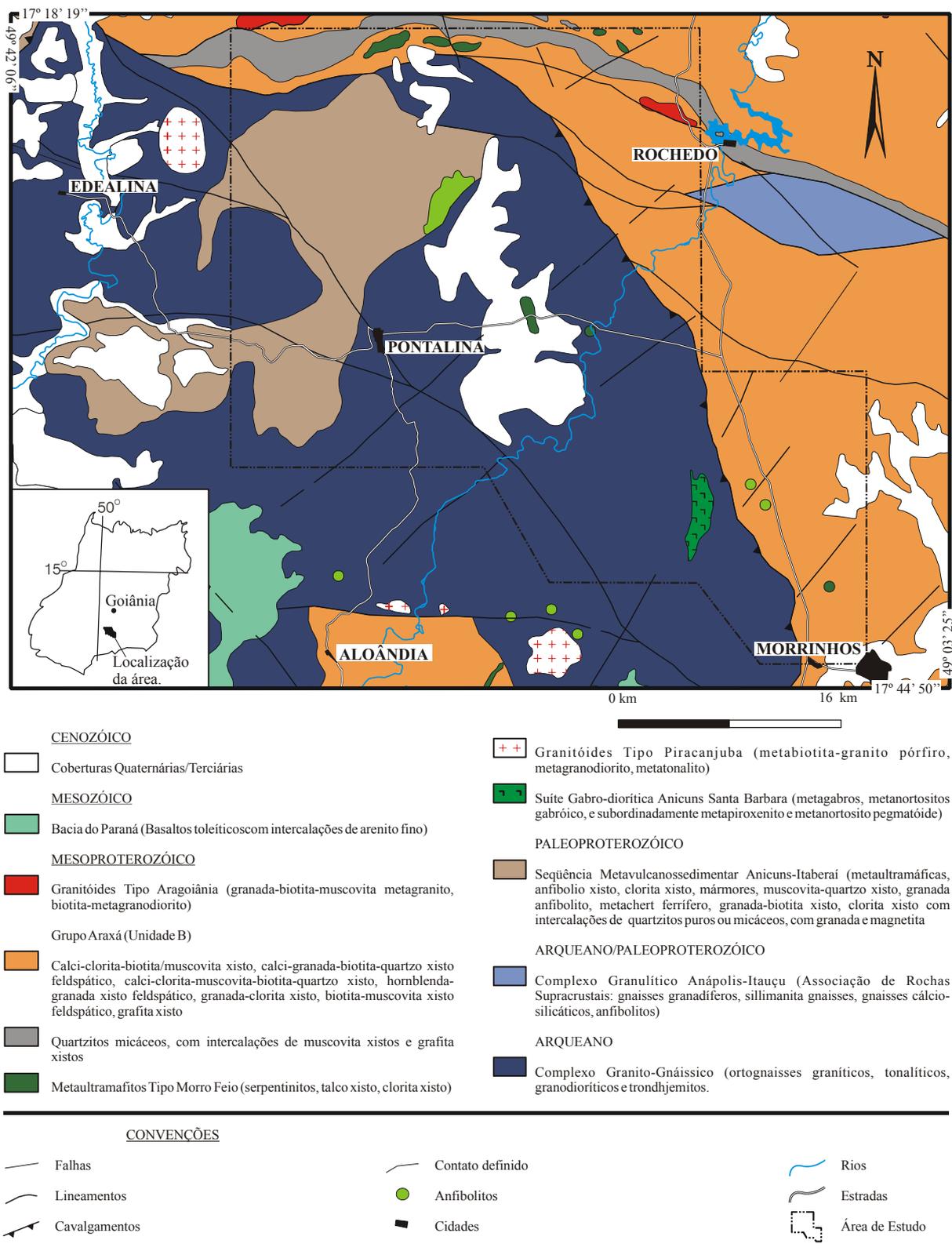


Figura 2.5 – Mapa geológico esquemático da área de estudo segundo Lacerda Filho et al. (1995).

São geralmente ricos em biotita e hornblenda e predominam tonalitos, biotita granito e gnaisses porfíricos de granulação média, com foliação e bandamento exibindo ocasionalmente expressivas zonas de cisalhamento dúcteis e com veios pegmatíticos (LACERDA FILHO; OLIVEIRA, 1994b, 1995; LACERDA FILHO, 1995; REZENDE et al., 1999).

A norte/noroeste da cidade de Pontalina, Lacerda Filho (1995) e Rezende et al. (1999) associam as rochas presentes, à Seqüência Metavulcanossedimentar Anicuns-Itaberaí de idade paleoproterozóica (Figura 2.5).

A Seqüência Metavulcanossedimentar Anicuns-Itaberaí foi definida inicialmente na região a noroeste de Goiânia e compreendia uma faixa orientada no sentido norte-sul, localizada na região entre as cidades de Mossâmedes e Itaberaí (BARBOSA, 1987). Posteriormente foi estendida até a região de Edealina e Pontalina (LACERDA FILHO, 1995; LACERDA FILHO et al., 1995; BAÊTA et al., 1998; REZENDE et al., 1999). É composta, nas áreas tipo, por uma seqüência de rochas metavulcânicas básica-ultrabásica a intermediárias, químico-exalativa/mistas (tufáceas) e metassedimentares, milonitizadas e metamorfizadas na fácies xisto verde baixo a anfíbolito. Ocorre como faixas irregulares formando uma estrutura em arco no sentido norte-sul, próximo à cidade de Aurilândia, estendendo-se até a região de Edealina (LACERDA FILHO, 1995; REZENDE et al., 1999).

Na região de Pontalina-Mairipotaba, Gomes et al. (1986) descrevem uma seqüência de rochas supracrustais de natureza vulcanossedimentar de baixo grau metamórfico (fácies xisto verde/epidoto anfíbolito), constituída por mica xisto, xisto feldspáticos, anfíbolitos, rochas calcossilicatadas e gnaisses diversos, anteriormente atribuída ao Grupo Araxá. Esta seqüência foi subdividida em quatro unidades distintas, variando desde metassedimentos aluminosos/ferruginosos na base até metassedimentos pelíticos no topo, relacionados à Seqüência Rio Meia Ponte (definição informal), que faria contato por falha com o Grupo Araxá, mostrando provável discordância angular. Esta seqüência, segundo esses autores, seria referente a sedimentos pelíticos/carbonáticos impuros depositados em ambiente de bacias restritas, sob provável influência de atividade fumarólica exalativa (GOMES et al., 1986).

Navarro (2002) utiliza a denominação informal “Terrenos Gnáissicos-Metassedimentares” para as rochas gnáissicas e metassedimentares que ocorrem entre Pontalina e Mairipotaba (Figura 2.6). Segundo esse autor esta unidade é dividida em duas unidades A e B. A Unidade A é composta por um conjunto de gnaisses constituídos por hornblenda-biotita gnaisse, biotita gnaisse, granada-biotita gnaisse, com lentes de anfíbolito e granada anfíbolito.

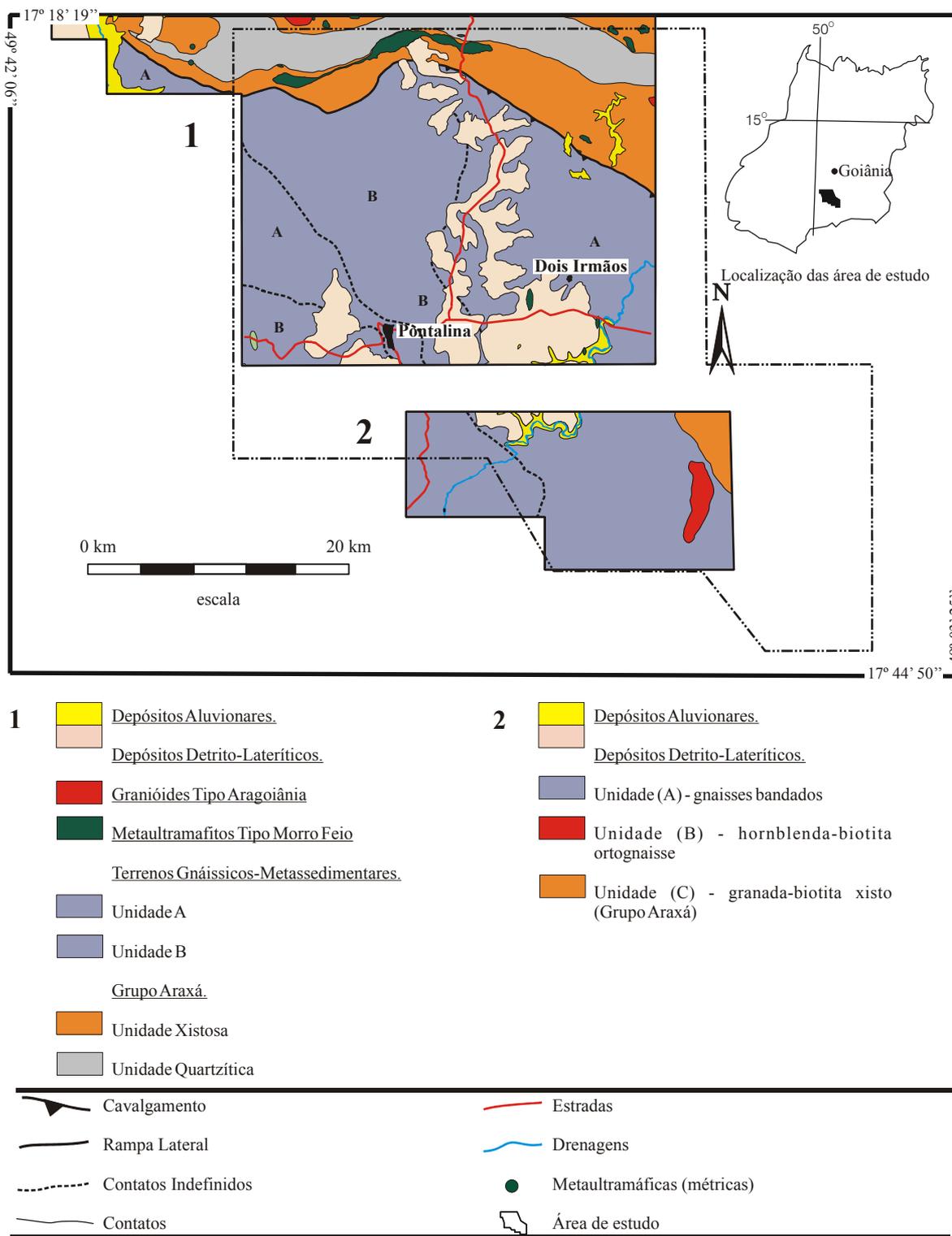


Figura 2.6 – Mapas geológicos esquemáticos de parte da área de estudo segundo (1) Navarro (2002) e (2) Rocha (2003).

A Unidade B é constituída por gnaisses muscovíticos e biotíticos com intercalações de metamáficas (anfíbolitos parcialmente e/ou totalmente biotitizados), hornblenda gnaisses, anfíbolitos, granada anfíbolitos, localmente, anfíbólio xisto e metaultramáficas. Ocorrem ainda dentro desta unidade porções de quartzitos, quartzitos micáceos ou não, feldspáticos ou não e quartzito ferruginoso (magnetita-muscovita quartzito e magnetita-muscovita xisto), xistos (granada-biotita xisto, muscovita xisto, biotita-muscovita xisto).

Rochas metaultramáficas ocorrem intercaladas nesta unidade, sendo a principal ocorrência o Morro Dois Irmãos. Este é constituído por serpentinito, clorita xisto e talco xisto. Os corpos menores de metaultramáficas são constituídos essencialmente por talco xisto e clorita xisto (NAVARRO, 2002).

Rocha (2003) estudou a região a SE de Pontalina e NW de Morrinhos (Figura 2.6), e dividiu o conjunto de gnaisses que ocorrem nesta região em duas unidades: i) Unidade Gnaisses Bandados, que foi subdividida em subunidade 1 e 2; e ii) Unidade Hornblenda-biotita Gnaisses. A primeira unidade é constituída por gnaisses bandados quartzosos, muscovita gnaisses, epidoto-biotita-muscovita gnaisses, com intercalações de muscovita quartzito às vezes feldspáticos, muscovita quartzo xistos e muscovita xistos, com raras lentes de anfíbolitos (subunidade 1); muscovita e biotita gnaisses bandados, com porções de hornblenda/biotita gnaisses, com ou sem granada, apresentando intercalações de metamáficas (anfíbolitos, granada anfíbolitos) e de biotita/muscovita xistos feldspáticos ou não (subunidade 2); e hornblenda-biotita ortogneisse porfiróide (Unidade 2).

Ao longo da década de 90 novos dados foram incorporados, principalmente em função de dados isotópicos e geocronológicos demonstrando que nas regiões NW e SW do estado de Goiás, extensas áreas de rochas anteriormente relacionadas ao embasamento de idade arqueana/paleoproterozóica, correspondem a terrenos juvenis neoproterozóicos (PIMENTEL; FUCK, 1991, 1992; PIMENTEL et al., 1991, 1997b, 2000b; VIANA et al., 1995; RODRIGUES et al., 1999; LAUX et al., 2001, 2003, 2005; NAVARRO et al., 2004, 2005) e são incluídos no Arco Magmático de Goiás (FUCK, 1994; FUCK et al., 1994, 2005; PIMENTEL et al., 2000a, 2004; DARDENNE, 2000). O Arco Magmático de Goiás (PIMENTEL; FUCK, 1991, 1992; PIMENTEL et al., 1991) ocorre na porção oeste da Faixa Brasília e divide-se em dois segmentos. O primeiro com direção NE-SW, que aflora na região de Mara Rosa-Porangatu; e o outro com direção aproximadamente NW-SE, que aflora na região de Bom Jardim a Firminópolis.

O Arco Magmático de Goiás é constituído por terrenos de ortogneisses (gneisse Arenópolis, Matrinxã, Sancrerlândia, Firminópolis, Turviânia, Mara Rosa, Palminópolis,

granitóide Choupana) originados de rochas plutônicas geradas em ambiente de arco de ilhas modernos (arcos intraoceânicos e cordilherianos), granitos miloníticos (granitos Macacos, Serra do Tatu, Mina de Posse), que ocorrem associados a seqüências metavulcanossedimentares (seqüências Arenópolis, Iporá, Amarinópolis, Jaupaci, Bom Jardim de Goiás, Anicuns-Itaberaí, Mara Rosa, Santa Terezinha) constituídas por rochas metavulcânicas (metabasaltos, metatufos intermediários) metassedimentos (pelitos, psamitos), metassedimentos químicos (*metacherts*, formações ferríferas) e rochas metaultramáficas.

Associado ao Arco Magmático de Goiás, por toda sua extensão, ocorrem corpos intrusivos de composição granítica (os corpos mais bem estudados são os granitos Serra Negra, Serra do Irã, Caiapó, Iporá, Israelândia, Serra do Impertinente, Fazenda Nova, Novo Brasil) e básico-ultrabásico (os corpos mais bem estudados são complexo Americano do Brasil e Anicuns-Santa Bárbara, diorito Córrego do Lajeado) com características tardi- a pós-orogênica.

Corpos graníticos intrusivos sin- tardi- e pós-tectônicos, de idades proterozóicas são conhecidos na região, anteriormente correlatos ao Complexo Basal Goiano (IANHEZ et al., 1983; Mapa Geológico do Estado de Goiás, DNPM/CPRM, escala 1:1.000.000, 1987) e ao Conjunto Migmatítico (Diatexitos – ARAÚJO et al., 1980). Os principais corpos do Domínio Sul ocorrem nos arredores de Aloândia e noroeste de Pontalina. Estes corpos são reunidos sob a denominação de granitóides Tipo Rio Piracanjuba (LACERDA FILHO, 1995; LACERDA FILHO et al., 1995; REZENDE et al., 1999). Inicialmente este conjunto de granitos foi cartografado por Lacerda Filho (1989) e ocorre principalmente na região da bacia hidrográfica do Rio Piracanjuba. Essa suíte é representada por granitóides porfiríticos de composição granítica a granodiorítica, de natureza crustal calcioalcalina (LACERDA FILHO; OLIVEIRA, 1994a, 1995). Os litotipos mais comuns nessa suíte são biotita granito porfirítico, granodiorito, tonalito e alcaligranito, leuco a mesocráticos, desenvolvidos em regime sin- a tardi-tectônico. Encontram-se restritos a zonas de cisalhamento dúcteis transcorrentes, onde desenvolveu textura/estrutura protomilonítica, milonítica e ultramilonítica, o que lhes confere bandamento gnáissico (LACERDA FILHO; OLIVEIRA, 1994a; REZENDE et al., 1999).

São granitóides híbridos, moderadamente contaminados, do tipo I-MC (granitos tipo I, crustais mistos), peraluminosos com leve tendência metaluminosa (LACERDA FILHO; OLIVEIRA, 1994a, 1994b, 1995).

A leste de Pontalina, próximo a Morrinhos, aflora um corpo plutônico, sin-tectônico, orientado no sentido norte-sul, associado por Lacerda Filho et al. (1995) e Rezende et al. (1999) como parte do Complexo Gabro-Diorítico Anicuns-Santa Bárbara, de idade

neoproterozóica. Na área tipo, esta unidade é constituída por litotipos gabróicos (hornblenda gabros, gabros, anortositos e noritos) e dioríticos (diorito, microdiorito, com quartzo diorito nas bordas), com piroxenitos subordinados (LACERDA FILHO, 1995; REZENDE et al., 1999).

O Domínio Sul desaparece sob um pacote de derrames vulcânicos de idade Juro-Cretácica (Formação Serra Geral) e sedimentos (Grupo Botucatu) mesozóicos da Bacia do Paraná (Figuras 3.3, 3.4 e 3.5) (ARAÚJO et al., 1980; REZENDE et al., 1999).

2.2.2 – Domínio Norte (Grupo Araxá)

O Domínio Norte é constituído principalmente por rochas metassedimentares (Grupo Araxá), ao qual associam-se corpos graníticos e metaultramáficos. O Grupo Araxá foi definido inicialmente por Barbosa (1955) na região de Araxá, estado de Minas Gerais, sob a denominação de Série Araxá. Incluiu nesta unidade um conjunto de metassedimentos “de caráter eugeossinclinal”, onde predominariam biotita xistos, comumente granatíferos, que se alternariam com camadas quartzíticas e, localmente com lentes de gnaisses, mármore calcíticos e/ou dolomíticos, anfíbolitos e metabasitos; sendo intrudido por rochas graníticas, básicas e ultramáficas. Posteriormente, Barbosa et al. (1970b) restringiram o significado de “Grupo Araxá” para xistos com duas micas e com granada, rutilo, zircão, turmalina, cianita e estauroлита, intercalados por quartzitos, por vezes ferríferos, e anfíbolitos; estendendo essa denominação até a parte central do estado de Goiás.

Araújo et al. (1980) divide este “Grupo Araxá” em duas unidades (Figura 2.3) as quais denominou de Seqüência Xistosa e Seqüência Quartzosa. A Seqüência Xistosa é constituída essencialmente por granada-biotita xisto, localmente, enriquecidos em cianita, estauroлита, carbonato e/ou feldspatos, normalmente, apresentando segregações de quartzo e quartzo e feldspatos formando vênulas e veios de dimensões métricas. A Seqüência Quartzosa é constituída de quartzo xisto, muscovita-quartzo xisto e quartzitos puros ou micáceos, podendo ou não ser portadores de feldspatos, biotita e/ou granada.

No Mapa Geológico do Estado de Goiás (DNPM/CPRM, escala 1:1.000.000, 1987) e no estudo de Ianhez et al. (1983), o Grupo Araxá é definido como uma unidade paleo-mesoproterozóica composta por gnaisses, anfíbolitos, anfíbólio xistos, mica xistos feldspáticos com granada, cianita, estauroлита, epidoto e calcita; talco-clorita-actinolita/tremolita xisto; quartzitos e quartzo xistos; lentes de metavulcânicas ácidas e metaultramáficas.

Valente (1986) define o Grupo Araxá como uma unidade constituída por metassedimentos eugeossinclinais do Proterozóico Médio, composto por seqüências de mica xisto associado a xistos feldspáticos, anfíbolitos, hornblenda-granada xistos feldspáticos (metagrauvacas), localmente com fácies carbonáticas; apresentando seqüências metapsamopelíticas (quartzitos e xistos intercalados), além de inúmeros corpos de rochas metaultramáficas.

Para Lacerda Filho e Oliveira (1994b), Lacerda Filho (1995) e Rezende et al. (1999), o Grupo Araxá na região é composto por uma seqüência pelítica marinha, constituída por calci-clorita-(biotita/muscovita) xistos, calci-clorita-biotita xistos feldspáticos, calci-granada-biotita-quartzo xisto feldspático, granada-clorita xistos, hornblenda-granada xisto feldspáticos, grafita xistos, lentes de metacalcários e subordinadamente, quartzitos micáceos com intercalações de muscovita xistos e grafita xistos; lentes de anfíbolitos e metaultramáficas (correspondendo à Unidade B do Grupo Araxá, definida por esses autores) (Figura 2.5).

Corpos metaultramáficos de dimensões variadas ocorrem alojados tectonicamente, principalmente no Grupo Araxá e em algumas porções do Domínio Sul. O principal corpo de rocha metaultramáfica localiza-se a sul da Serra do Paraíso, estendendo-se por uma faixa de pelo menos 16 km de comprimento por até 2 km de largura (NILSON, 1984; SIMÕES et al., 1999b; NAVARRO, 2002). Corresponde a uma faixa alongada e boudinada, com direção W-E, constituída de serpentinito à qual associam-se talco xisto e clorita xisto. As porções mais espessas dessa faixa apresentam um zoneamento composicional, não contínuo em afloramentos que, da borda para o centro, variam de clorita xisto e magnetita-clorita xisto, talco-clorita xisto e talco xisto (normalmente ocorrem intercalações de lentes descontínuas destes litotipos com espessuras centimétricas a métricas). O centro é constituído por serpentinito com alguma clorita e talco xisto (BERBERT, 1970; ARAÚJO et al., 1980; DANNI; TEIXEIRA, 1981; NILSON, 1984; NAVARRO, 2002; RODRIGUES, 2003). No morro de Platina e Magnesita ocorrem lentes de cromita podiforme (BERBERT, 1970; ARAÚJO et al., 1980; DANNI; TEIXEIRA, 1981; NILSON, 1984; NAVARRO, 2002; RODRIGUES, 2003; ANGELI et al., 2004, 2005). Os cromititos apresentam estrutura maciça, com concentrações de 70 a 85% de cromita sustentando matriz essencialmente serpentinitica, com clorita e talco subordinados; textura *pull apart*, e cristais com dimensões variando em torno de 0,5 mm (ANGELI et al., 2004, 2005). Quimicamente as cromitas exibem relações $Cr_2O_3 - TiO_2, Cr \times Mg$ e $Cr/Cr+Al \times Mg/Mg+Fe^{2+}$ semelhante a de complexos do tipo Alpino,

indicando que se trata de depósitos alóctones associados a melange ofiolítica (ANGELI et al., 2004, 2005).

Corpos menores (dimensões entre 200 m x 50 m, até dimensões métricas) de metaultramáficas constituídas por talco xisto/clorita xisto e talco xisto ocorrem nos metassedimentos do Grupo Araxá, além de corpos menores de dimensões métricas (não ultrapassando 20 x 10m) encontram-se totalmente talcificados e dispersos pela região (NAVARRO, 2002). Os relictos de texturas primárias observadas nestes corpos são sugestivos de texturas cumuláticas em rocha original (protólito) de natureza harzburgítica a lherzolítica. Quimicamente e normativamente estas rochas apresentam composição dunítica a peridotítica (NAVARRO, 2002).

Esses corpos metaultramáficos têm sido interpretados como parte de *melange* ofiolítica (DRAKE Jr, 1980; STRIEDER; NILSON, 1992a, 1992b; STRIEDER, 1993; NAVARRO 2002; ANGELI et al., 2004, 2005).

Lacerda Filho (1995) e Rezende et al. (1999), classificam as ocorrências de rochas metaultramáficas na região SW de Goiás como Metaultramafitos Tipo Morro Feio, os quais descrevem como uma série de corpos alóctones de metaultramáficas, alojados tectonicamente no Grupo Araxá, constituídos por serpentinitos, clorita xistos e talco xistos, ocasionalmente exibindo lentes de cromita podiforme.

Corpos graníticos encontram-se alojados nas rochas metassedimentares do Grupo Araxá (Figura 2.5) agrupados na suíte de Granitóides Tipo Aragoiânia, individualizada durante a elaboração das folhas Caraíba e Leopoldo de Bulhões por Lacerda Filho (1989) e Oliveira (1989). Anteriormente estes corpos eram relacionados ao Complexo Goiâno (IANHEZ et al., 1983). Os corpos graníticos desta suíte são compostos por granodiorito e biotita-muscovita granito. São corpos sin-tectônicos, relacionados às zonas de cisalhamento transcorrentes (LACERDA FILHO; OLIVEIRA, 1994a, 1994b, 1995). São granitos do tipo I-SC (granitos peraluminosos de derivação crustal fortemente contaminados) de composição peraluminosa e filiação calcio-alcálica (LACERDA FILHO; OLIVEIRA, 1994a, 1995).

Coberturas de idade terciária-quadernária ocorrem nos dois domínios estudados. Correspondem a uma superfície desenvolvida a partir de processos de laterização e aplainamento, observada em grandes áreas do centro-oeste brasileiro. É caracterizada por latossolos vermelhos amarelados, estrutura indefinida e textura areno-argilosa, com predominância de hidróxido de ferro (goethita) e subordinadamente caulinita e gibbsita (REZENDE et al., 1999). Apresentam perfis de espessuras variadas, lateríticos maduros (saprolitos com horizontes bem definidos, mosqueados, ferruginosos com pisólitos, com

formação de crosta ferruginosa) e imaturos (latossolos com níveis ferruginosos), onde ocorrem níveis de *stone lines*, com predominância de fragmentos angulosos de quartzo, geralmente dispostos na porção superior dos mesmos (REZENDE et al., 1999).

Os aluviões quaternários ocorrem junto aos principais cursos d'água da região ocorrendo principalmente nas planícies de inundação e ao longo das drenagens de maior porte, com baixo gradiente e feições anastomosadas (REZENDE et al., 1999). Correspondem a depósitos aluvionares constituídos por sedimentos inconsolidados, predominantemente arenosos, representado por areias com níveis de cascalhos, lentes silte-argilosas e turfas (Figura 2.5).

2.3 – Geocronologia

Como citado anteriormente, extensas áreas constituídas por gnaisses expostas no oeste do estado de Goiás, as quais se atribuíam idades arqueanas/paleoproterozóicas são, atualmente, relacionadas ao Arco Magmático de Goiás de idade neoproterozóica.

Os dados geocronológicos e isotópicos disponíveis até o presente sugerem que o Arco Magmático de Goiás é resultado de um sistema de arcos de ilhas intraoceânico, caracterizados por rochas plutônicas (calcio-alcálicas) e vulcânicas (de composição dacítica a andesito basáltica). Tais arcos foram formados entre ~900 a ~600 Ma, sendo resultado de dois eventos de acreção crustal: um entre ~900 e ~800 Ma e o outro entre ~670 a ~600 Ma (PIMENTEL et al., 2004; LAUX et al., 2005).

Ao segundo evento magmático se associam inúmeros corpos tonalíticos-granodioríticos – graníticos e máfico - ultramáficos que ocorrem alojados no Arco Magmático de Goiás e ao Complexo Anápolis Itauçu (PIMENTEL et al., 2004).

As idades modelo T_{DM} para as rochas do arco magmático variam entre 0,8 a 2,2 Ga (Tabela 2.1, Figura 2.7), predominando idades entre 0,9- 1,2 Ga, e valores isotópicos $\epsilon_{Nd(T)}$ variando entre -15,1 a + 6,9, predominando valores positivos. A presença de idades modelo mais velhas são interpretadas como contaminação/componente de crosta sílica mais antiga paleoproterozóica (RODRIGUES et al., 1999; PIMENTEL et al., 2000b, 2003).

Um último evento magmático (tardi- pós- orogênico/colisional) ocorreu entre ~600 a 480 Ma (Tabela 2.1). Este magmatismo é caracterizado por um grande número de corpos máficos-ultramáficos (diorito sub-vulcânico Mara Rosa, Gabro do Rio Caiapó, Diorito Serra do Irã), e de intrusões graníticas (granitos Serra Negra, Serra do Irã, Caiapó, Iporá, Israelândia, Serra do Impertinente) e é interpretado como resultado de refusão de crosta

isotopicamente semelhante à rochas do Arco Magmático de Goiás (PIMENTEL et al., 1996a, 1999b).

Tabela 2.1 – Dados isotópicos e geocronológicos de rochas do Arco Magmático de Goiás.

	Idades Modelo	$\epsilon_{(T)}$	Idade U/Pb (cristalização)	Idade Rb/Sr (cristalização)
Ortognaisses				
Arenópolis ¹	1,07 – 1,16	+1,9 - +3,2	899 ± 57	
Matrinxã ^{1,5}	0,85 – 1,04	+4,1 - +6,3	669 ± 3	895 ± 290
Sanclerlândia ¹	0,9 - 1,08	+4,4 - +6,3		940 ± 150
Mara Rosa ²	0,9 – 1,0	+4,6	856 ± 13	
Firminópolis ^{3,5}	1,1 – 1,40	-4,6	634 ± 8	
Iporá ^{3,5}	1,01 – 1,18	+0,3	804 ± 6	673 ± 75
Fazenda Nova-Maiporá ³	0,88 – 0,95			
Anicuns ⁴	1,42 – 1,60			
Turviânia ^{5,6}	0,9 – 1,11	+0,9 - +1,9	630 ± 5	
Choupana ^{5,6}	1,06 – 1,07	+1,7 - +2,8	662 ± 12	
Palminópolis ^{5,6}	0,98 – 2,27	-15,1 - +2,6	637 ± 20	
Granitos Miloníticos				
JHL 06 ⁵	0,91	+5,1	810 ± 10	
JHL 10 ⁵	1,47	-1,8	790 ± 12	
JHL 27d ⁵	1,36	-1,7	821 ± 10	
Lavrinha ⁵	0,89	+4,8	748 ± 14	
Creoulo ⁵	1,07	+3,6	782 ± 14	
Fazendinha ⁵	1,24-1,29	-3,7	614 ± 5	
São João ⁵	1,05	+3,8	792 ± 5	
Mina de Pose ⁹	1,0 – 1,1	+3,7	862 ± 8	
Santa Tereza ⁹	1,5	-0,5	605 ± 33	
Mara Rosa ⁹	1,1	+2,9	635 ± 12	
Seqüências Metavulcanossedimentares (metavulcânicas)				
Arenópolis ^{1,8}	0,94 – 1,40	+2,5 - +6,9	929 ± 8	933 ± 60
Fazenda Nova ¹	0,93 – 1,13	+0,2 - +2,4		608 ± 48
Jaupaci ¹	0,92 – 0,97	+3,2 - +4,7	764 ± 14	587 ± 45
Mara Rosa ²	1,0		862 ± 8	
Iporá ³	0,77 – 1,01		636 ± 6	
Anicuns-Itaberaí ⁴	0,91 – 1,12	+4,4 - +5,5	815 ± 10	
Complexos Máfico e Máfico – Ultramáficos				
Seq. Anicuns St. Bárbara ⁹	1,1 – 1,26	+ 2,2 - +2,5	598 ± 8	
Córrego Seco ⁹	1,07 – 1,13	+1,8 - +2,6	622 ± 6	
Complexo A. do Brasil ⁹	0,9 – 1,1	+2,4	626 ± 8	
Mara Rosa ⁹			603 ± 6	
Diorito Iporá ⁹			672 ± 6	
Magmatismo Bimodal pós- tardi- orogênico				
Gran. Rio Caiapó ¹⁰	0,93 – 1,24	-4,2 - +2,1		587 ± 17
Gran Serra do Iran ¹⁰	0,93 – 1,40	-2,7 - +2,0		588 ± 19
Gran. Serra Negra ¹⁰	1,3 – 1,58	-3,0 - -3,4		508 ± 18
Gran. Iporá ¹⁰	0,89 – 1,23	-3,3 - +2,1		490 ± 24
Gran. Impertinente ¹⁰	0,92 – 2,65	-4,6 - +1,1		485 ± 18
Gran. Israelândia ¹⁰	0,84 – 0,92	+2,3 - +3,0	579 ± 4	554 ± 20
Diorito sub-vulcâ (Mara Rosa) ¹⁰	1,0- 1,2	-2,1 - +1,9	630 ± 3	
Gabro Rio Caiapó ¹⁰	1,0	-0,5 - +2,4	598 ± 19	
Diorito Serra do Iran ¹⁰	1,0	-0,5 - +2,4	623 ± 16	
Granito Faina ¹⁰			567 ± 5	

1 - Pimentel e Fuck (1992), 2 - Viana et al. (1995), 3 – Rodrigues et al. (1999), 4 – Laux et al. (2001), 5 – Laux et al. (2005), 6 – Pimentel et al. (2000)
7 – Laux et al. (2004), 8 – Pimentel et al. (2003), 9 – Pimentel et al. (2004), 10 – Pimentel et al. (1996)

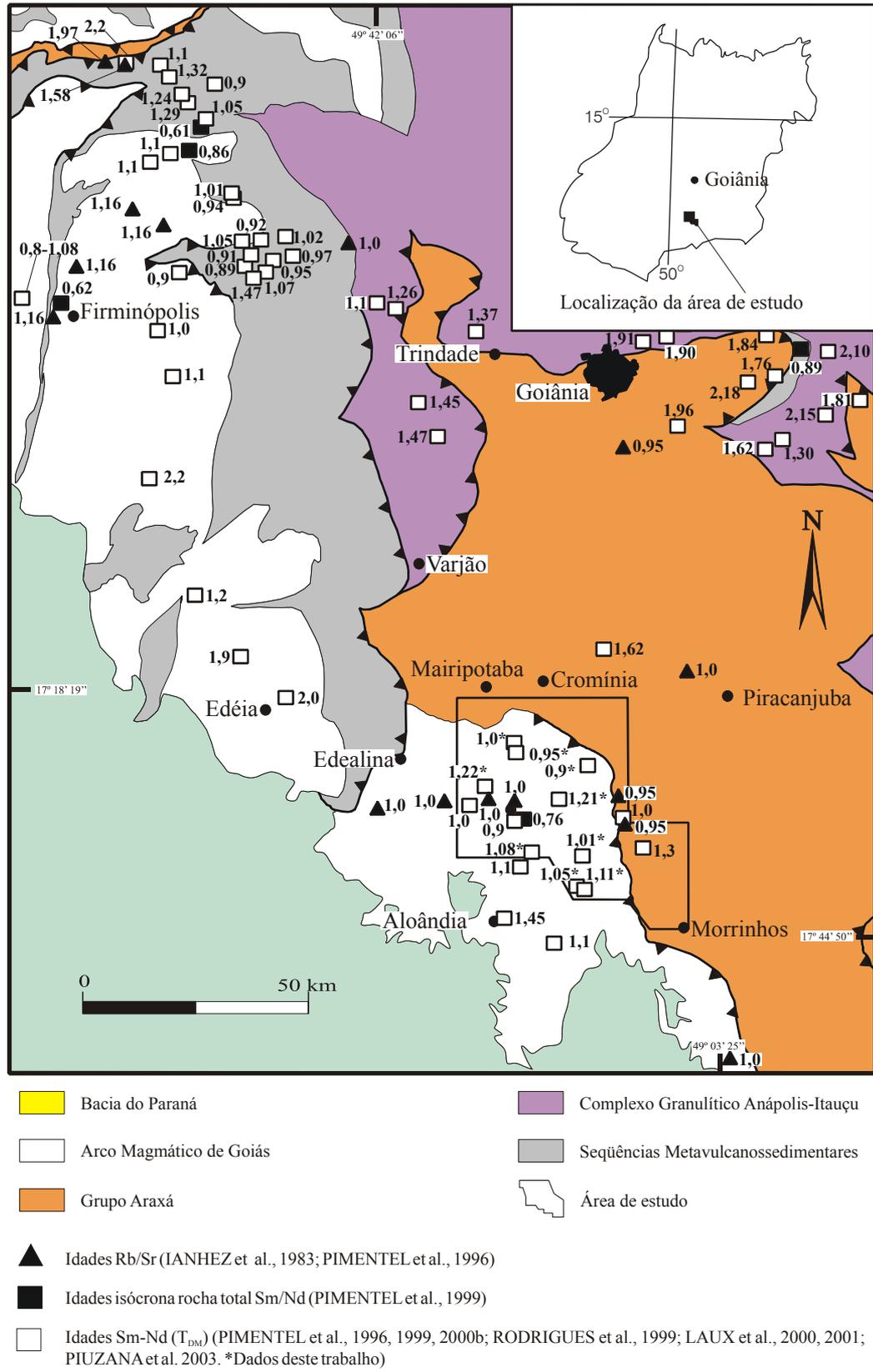


Figura 2.7 – Mapa geológico esquemático mostrando as idades modelo, Rb-Sr e isócrona Sm-Nd rocha total na porção sudoeste de Goiás (modificado de LACERDA FILHO, 1995).

As primeiras informações geocronológicas para as rochas do Domínio Sul, foram obtidas por Ianhez et al. (1983) através de idades isocrônicas Rb/Sr de ~1.000 Ma (com razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ variando entre 0,7099 e 0,7160 e $R_i = 0,704$) em gnaisses, na região de Pontalina – Edealina, e foram interpretadas, por esses autores, como provável idade de formação destas rochas.

Dados geocronológicos e isotópicos Sm/Nd para rochas do Domínio Sul (PIMENTEL et al., 2000b; NAVARRO et al., 2004) mostram que as rochas da região apresentam idades modelo T_{DM} semelhantes a outras áreas do Arco Magmático de Goiás. As idades modelo variando entre 0,91 a 1,23 Ga (Tabela 2.2, Figura 2.7), e idade isocrônica (rocha total) Sm-Nd mostram idades de 762 ± 77 Ma, com valor isotópico $\epsilon_{Nd(762)} = +2,9$ obtidas na região de Pontalina, associam as rochas ao Arco Magmático.

Tabela 2.2 – Dados Isotópicos e geocronológicos de rochas da região de Pontalina

	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	Idades Modelo
ALO – 1	0,128	0,512219	1,45
ALO – 2	0,122	0,512365	1,12
EDE – 1C	0,130	0,511926	2,0
EDE – 2A	0,123	0,511818	2,04
PONT – 1	0,098	0,512317	0,96
PONT – 2	0,122	0,512438	0,91
PONT – 3	0,105	0,512296	1,06
PONT – 4A	0,091	0,512249	0,94
PONT – 4C	0,135	0,512570	1,1
PONT – 4B	0,106	0,512164	1,23

Dados de Pimentel et al. (2000)

Resultados isotópicos e geocronológicos (Tabela 2.3, Figura 2.7) para rochas metassedimentares do Grupo Araxá, obtidos pelo método Sm – Nd, mostram valores homogêneos para as razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (variando entre 0,079 a 0,234) e distribuição bimodal de idades modelo variando em dois intervalos: um entre 1,10 – 1,45 e o outro variando entre 1,76 – 2,5 (FISCHEL et al., 1999a, 1999b; PIMENTEL et al. 1999a, 1999b, 2003; PIUZANA et al. 2003a, 2003b).

Segundo Pimentel et al. (1999a, 1999c, 2001) e Fischel et al. (1999a, 1999b), o padrão bimodal dos valores de idades modelo (T_{DM}) indicam que as fontes dos sedimentos da “bacia Araxá” seriam compostos por rochas juvenis neoproterozóicas (rochas do Arco Magmático de Goiás) e fontes mais velhas paleoproterozóicas (provavelmente rochas do Cráton do São Francisco ou crosta siálica paleoproterozóica), ou então cada idade modelo obtida para os

metassedimentos representaria idades de mistura refletindo as características das fontes, que foram erodidas para formar o sedimento original.

Tabela 2.3 – Dados Isotópicos e geocronológicos de rochas metassedimentares do Grupo Araxá.

Metassedimentos Grupo Araxá	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	Idades Modelo
PALM – 2B(1)	0,088	0,512010	1,25
ALO – 1(1)	0,128	0,512219	1,45
ALO – 2(1)	0,122	0,512365	1,12
MORRI – 1(1)	0,126	0,512320	1,25
MAR – 1(1)	0,130	0,512337	1,26
PIRE – 1(2)	0,139	0,511945	2,15
CORU – (2)	0,131	0,512371	1,21
ITAPAI – (1)	0,130	0,512365	1,23
ANA - 2(3)	0,111	0,511535	2,22
94 – 1 – 134B(2)	0,114	0,511770	1,93
94 – 1 – 145(1)	0,129	0,512320	1,29
94 – 2 – 79(1)	0,118	0,511771	2,01
LB – 2 – 137(1)	0,126	0,511819	2,10
MGV – 37	0,079	0,511933	1,25
MGV – 41	0,123	0,511864	1,96
MGV – 38	0,234	0,511532	
MGV – 35	0,121	0,511879	1,90
MGV – 34	0,103	0,512314	1,0
MGV – 40	0,122	0,511954	1,79
MGV – 36	0,083	0,511397	1,88
MGV – 33	0,109	0,511509	2,23
MGV – 42	0,113	0,511712	1,96
HS – 318A.	0,116	0,511781	1,95
ANA – 145	0,139	0,511967	2,18
ANA – 34	0,125	0,512314	1,24
ANA – 36A.	0,128	0,512372	1,18
ANA – 65	0,129	0,511947	1,96
ENA – LAJ – 1	0,111	0,511160	2,14
ANA – 297	0,129	0,512277	1,37
ANA – 235	0,145	0,512218	1,81
ANA – 167	0,123	0,511936	1,84
ANA – 18	0,120	0,511952	1,76

Dados de Pimentel et al. (2001)

Dados U-Pb (SHRIMP) obtidos em zircões detríticos de metassedimentos do Grupo Araxá (PIUZANA et al., 2003a, 2003b) mostram um padrão bimodal de idades de cristalização para as rochas-fonte. Estes, em concordância com idades modelos obtidas, indicam a presença de duas áreas-fonte com idades distintas, uma neoproterozóica (rochas do Arco Magmático de Goiás) e outra mais velha paleoproterozóica (provavelmente derivadas da erosão de rochas do Cráton do São Francisco). Segundo Piuzana et al. (2003b), o limite de deposição dos sedimentos originais do Grupo Araxá seria ~643 Ma e a idade mínima seria menor que 638 Ma, sugerindo que os sedimentos foram depositados e metamorfisados em um curto intervalo de tempo. Para Pimentel et al. (2001), parte dos sedimentos que tem sido

mapeado como Grupo Araxá, pode representar equivalentes de sedimentação de margem passiva (metassedimentos com idades modelo paleoproterozóicas) e outra parte representaria ambiente de retro-arco (metassedimentos com idades modelo neoproterozóicas).

Análises isotópicas e geocronológicas de diversos corpos graníticos, intrusivos no Grupo Araxá (relacionados às suítes de granitóides tipo Rio Piracanjuba e Aragoiânia), que afloram na região sul de Goiás mostram razões isotópicas $^{147}\text{Sm} - ^{144}\text{Nd}$ variando entre 0,09 – 0,15 e idades modelo variando entre 1,0 – 2,55 Ga, exibindo um padrão bimodal de distribuição semelhante às rochas do Grupo Araxá. Segundo Pimentel et al. (1999a, 1999b) esses valores indicam que pelo menos parte desses granitos representa a fusão de metassedimentos do Grupo Araxá.

Estudos isotópicos (U/Pb, Rb/Sr e Sm/Nd – Tabela 2.4) realizados na Faixa Brasília, têm demonstrado que por volta de 650 a 600 Ma ocorreu importante evento metamórfico (fácies anfíbolito a granulito), de caráter regional que afetou toda a Zona Interna e o Arco Magmático de Goiás.

Tabela 2.4 – Dados geocronológicos sobre o metamorfismo na região sul de Goiás

	U/Pb	Rb/Sr	Sm/Nd
Arco Magmático de Goiás			
	637 Ma (1) ^a	600 ± 31 Ma (4) ^b	610 Ma ^a
	594 ± 37 Ma (1) ^a	594 ± 37 Ma (4) ^b	604 Ma ^a
	632 ± 4 Ma (1) ^a		
Grupo Araxá			
	~643 Ma (5) ^c		622 ± 2 Ma (3) ^f
			680 ± 2 Ma (3) ^f
Complexo Anápolis-Iatuçu			
	638 ± 37 Ma (5) ^e		633 ± 28 Ma (2) ^e
	639 ± 9 Ma (5) ^e		625 ± 16 Ma (3) ^d
	640 ± 8 Ma (5) ^e		603 ± 31 Ma (2) ^d
	650 ± 10 Ma (5) ^e		606 ± 30 Ma (3) ^e
	655 ± 10 Ma (5) ^e		625 ± 16 Ma (3) ^e
	657 ± 11 Ma (5) ^e		635 ± 28 Ma (3) ^e
	653 ± 13 Ma (5) ^e		
	640 ± 10 Ma (5) ^e		
	664 ± 1 Ma (5) ^e		

Dados (1) U/Pb em titanita, (2) isócrona mineral, (3) granada rocha total, (4) rocha total, (5) SHIRIMP em zircão
a – Pimentel et al. (2000a), b – Pimentel e Fuck (1992), c – Fischel et al. (1998), d – Fischel et al. (1999), e – Piuzana et al. (2003b),
f – Simões (2005)

A evolução geológica do Arco Magmático de Goiás e Grupo Araxá (segundo PIMENTEL et al., 2000a, 2004; VALERIANO et al., 2004) pode ser resumida da seguinte forma:

i -) entre 900 – 800 Ma – formação do sistema de arco de ilhas, caracterizado por vulcânicas cálcio-alcálicas e corpos plutônicos tonalíticos e dioríticos. Neste período ocorreu também a intrusão das séries inferiores dos complexos máfico-ultramáficos acamadados (Niquelândia e Barro Alto e Cana Brava).

ii -) entre 770 – 760 Ma – pico metamórfico (fácies granulito), registrado principalmente em rochas dos complexos máfico-ultramáficos acamadados, relacionados a episódio colisional.

iii -) entre 670 – 600 Ma – período de intensa atividade ígnea (intrusão de inúmeros corpos tonalíticos, granodioríticos, graníticos e corpos máfico – ultramáficos).

iv -) entre ~ 640 – 600 Ma – pico metamórfico da fácies anfíbolito a granulito. Granitogênese sin- colisional.

v -) 480 < 600 Ma – magmatismo pós- orogênico bimodal. Soergimento regional.

CAPÍTULO III

3 - GEOLOGIA LOCAL

Neste capítulo são abordados os aspectos mesoscópicos, texturais, estruturais e estratigráficos das unidades geológicas que ocorrem na região de Pontalina. Com base nos levantamentos de campo (escala 1:100.000), a região foi dividida em dois domínios (Anexo I – Mapa Geológico), como citado no item anterior: Domínio Sul (rochas relacionadas ao Arco Magmático de Goiás) e Domínio Norte (Grupo Araxá) (Figura 3.1).

O Domínio Sul corresponde a cerca de 70% da área de estudo, ocupa a porção sul e oeste da área, sendo representada por um conjunto de gnaisses e metassedimentos (Conjunto Migmatítico – ARAÚJO et al., 1980; Granito-Gnaisses Indiferenciados e Seqüência Metavulcanossedimentar Anicuns-Itaberaí – LACERDA FILHO, 1995; REZENDE et al., 1999; Terrenos Gnáissicos-Metassedimentares – NAVARRO, 2002) aos quais se associam corpos metaultramáficos e corpos intrusivos ácidos (figuras 2.3, 2.5 e 2.6 – Capítulo II).

O Domínio Norte corresponde a cerca de 30% da área mapeada, ocupa a porção norte e leste da região e é representado pelos metassedimentos do Grupo Araxá (ARAÚJO et al., 1980; IANHEZ et al., 1983; LACERDA FILHO, 1995; REZENDE et al., 1999; NAVARRO, 2002). Navarro (2002) subdividiu as rochas que ocorrem nesta porção em duas unidades denominadas, respectivamente, de Xistosa e Quartzítica seguindo a proposta de Araújo et al. (1980). A este grupo se associam corpos intrusivos de caráter ácido sin-tectônicos e corpos metaultramáficos (Granitóides Tipo Aragoiânia, Metaultramafitos Tipo Morro Feio - LACERDA FILHO, 1995; REZENDE et al., 1999; NAVARRO, 2002) – (figuras 2.3, 2.4, 2.5 e 2.6 – Capítulo II).

A relação de contato entre os domínios é tectônica marcada por falha de empurrão na parte leste da área e por uma rampa lateral á noroeste. O contato entre as Unidades A e B do Domínio Sul é transicional, sendo em parte de difícil caracterização devido à falta de afloramentos e continuidade entre os tipos de rochas.

3.1 – Domínio Sul (rochas atribuídas ao Arco Magmático de Goiás)

Esta unidade é constituída por um conjunto de gnaisses (hololeucocráticos a mesocráticos), ao qual se associam rochas metamáficas, metaultramáficas e metassedimentares (metassedimentos psamíticos e pelíticos).

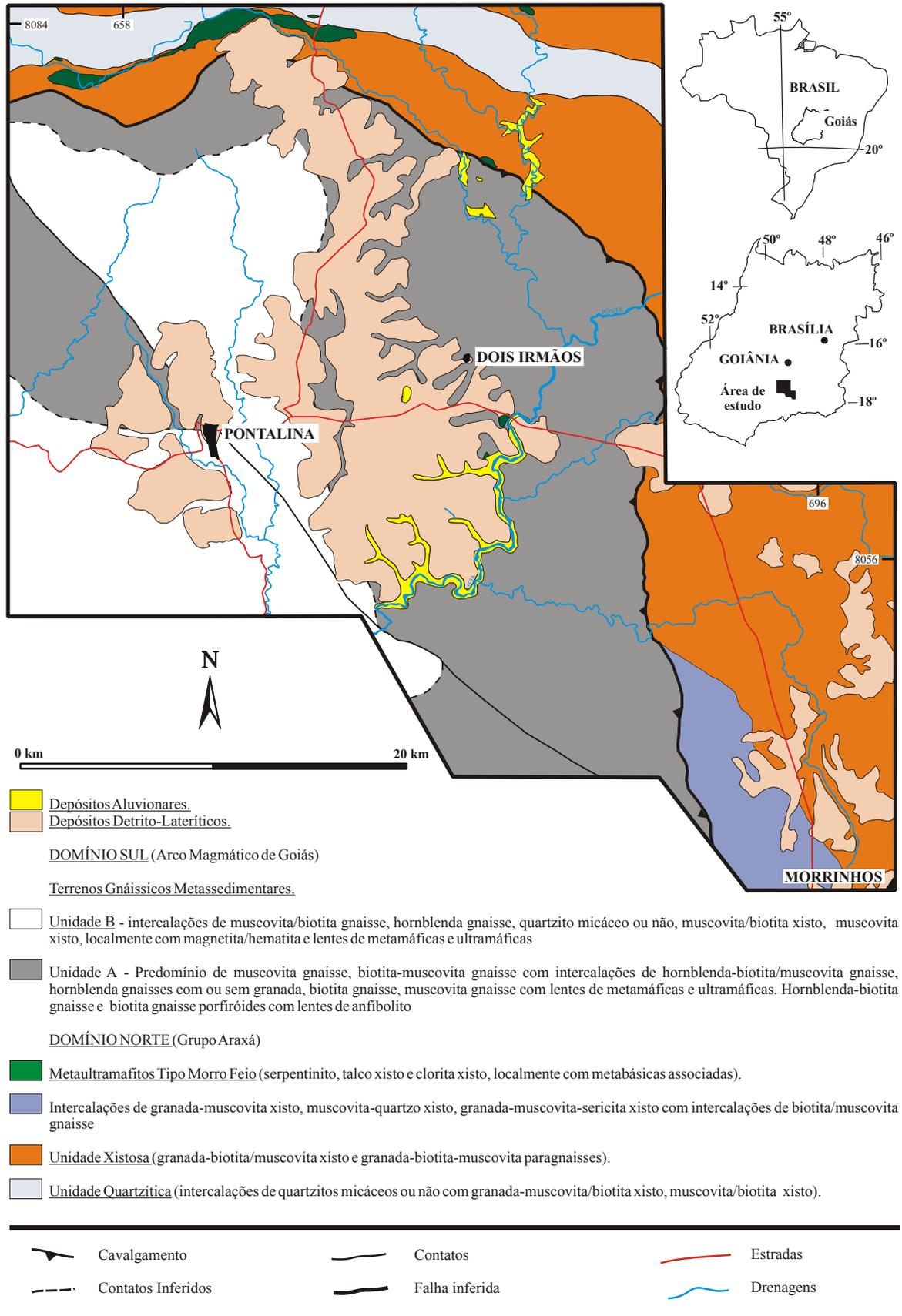


Figura 3.1 – Mapa geológico esquemático da área de estudo.

Grande parte dessas rochas encontram-se sob depósitos terciário/quaternários, o que dificulta a delimitação das variedades petrológicas. Com base nos dados obtidos no levantamento geológico de campo e na distribuição/predomínio de litotipos esta unidade é dividida em duas subunidades, informalmente denominadas de Unidade A e Unidade B (segundo a proposta de NAVARRO, 2002).

3.1.1 - Unidade A

A Unidade A apresenta orientação NW-SE, ocupa a parte sul e leste da área e corresponde aos litotipos agrupados no Conjunto Migmatítico (ARAÚJO et al., 1980), nos Terrenos Granito-Gnaisses Indiferenciados descritos por Lacerda Filho (1995) e Rezende et al. (1999) e recentemente ao Arco Magmático de Goiás (PIMENTEL, 2000a, 2000b; NAVARRO et al., 2004).

As rochas desta unidade afloram na forma de lajedos métricos principalmente ao longo das drenagens e como blocos de formas variadas nas áreas de pastagens e matas.

Na porção leste esta subunidade é limitada, a leste, pelos metassedimentos do Grupo Araxá, ocorre estruturada no sentido norte-sul, acompanhando o contato com os metassedimentos do referido grupo. É constituída por gnaisses bandados com porções xistosas e rochas metaultramáficas e metamáficas intercaladas.

Os principais tipos de rochas desta subunidade são muscovita gnaisses e biotita muscovita gnaisses, comumente, quartzosos, mesocráticos a leucocráticos, com epidoto e hornblenda, bandados de coloração cinza a esbranquiçada, freqüentemente com coloração avermelhada devido alteração e aspecto xistoso, feição também realçada pela alteração. Apresentam estrutura gnáissica do tipo bandada e xistosidade bem desenvolvida, localmente apresentando dobras intrafoliares, assimétricas e apertadas, de espessuras variadas, textura lepidoblástica a granoblástica, granulação média a grossa e foliação marcante. Algumas porções apresentam porfiroblastos de feldspato de até um centímetro de comprimento, com formas sub-retangulares a ovaladas, orientados segundo a foliação principal.

Próximo ao contato com a Unidade B ocorre com certa freqüência granada-biotita/muscovita gnaisses, ao qual se associam localmente *boudins* e lentes métricas de metamáficas.

As rochas metamáficas que ocorrem nestes gnaisses são constituídas por anfíbolitos e granada anfíbolitos. São bandados ou homogêneos, apresentam dimensões variadas, formando pequenas lentes boudinadas, às vezes, com formas irregulares de coloração verde

escura. Possuem textura nematoblástica, granulação média a grossa, estrutura xistosa, localmente com granada.

O bandamento dos anfíbolitos é milimétrico a centimétrico, descontínuo, marcado por bandas hornblendíticas e quartzo-feldspáticas, podendo em alguns casos apresentar lentes de quartzo paralelas a xistosidade. As porções mais máficas são constituídas por bandas mais hornblendíticas e biotíticas, que formam um fraco bandamento.

Os anfíbolitos homogêneos são granonematoblásticos apresentando em alguns exemplares aspectos gabróicos reliquiais, possuem coloração verde a verde escuro, são melanocráticos a mesocráticos de granulação média a grossa. Em alguns locais, nessa unidade, se observam veios e/ou bolsões quartzo-feldspáticos, aspecto indicativo de que, pelo menos localmente, estas rochas sofreram fusão parcial.

Também ocorrem nesta unidade porções xistosas constituídas por muscovita xisto e muscovita-quartzo xisto de granulação média a grossa, apresentando lentes de quartzo paralelas à foliação, estrutura xistosa, texturas lepidoblásticas a localmente lepidogranoblásticas de coloração avermelhada a rosada, podendo localmente apresentar porções feldspáticas.

A nordeste do distrito de Dois Irmãos aflora uma seqüência de biotita ortognaisse, hornblenda-biotita ortognaisse relativamente homogêneos, mesocráticos a leucocráticos, geralmente com porfiroblastos de feldspatos, com formas ocelares a elípticas e dimensões centimétricas. Possuem foliação e xistosidade bem desenvolvidas, granulação média a grossa, coloração cinza escuro, bandamento descontínuo marcado por lentes/*boudins* de rochas metamáficas, geralmente, dispostos paralelos à foliação. As rochas metamáficas são constituídas por granada anfíbolitos, anfíbolitos e anfíbolio xistos, mais raramente ocorrem lentes métricas de rochas metaultramáficas associadas (talco xisto). Os anfíbolitos apresentam coloração verde escura, granulação média à grossa, são mesocráticos a melanocráticos, fraco bandamento descontínuo marcado por porções quartzo feldspáticas e anfíbolíticas e, localmente, exibem feições indicativas de reações de assimilação pelos materiais que deram origem aos gnaisses, gerando granada anfíbolitos de granulação média a grossa. As rochas metaultramáficas são constituídas por talco xisto de granulação fina a média, estrutura xistosa, textura lepidoblástica, e coloração cinza a esbranquiçada. Esta seqüência de ortognaisse forma uma faixa contínua, com direção N – S, acompanhando o contato entre o Grupo Araxá.

Próximo ao contato entre esta subunidade e o Grupo Araxá, na região de Morrinhos, esta faixa de gnaisse é constituída por hornblenda-biotita ortognaisse homogêneo, localmente com granada, de granulação média a grossa, com textura granoblástica a granolepidoblástica,

estrutura gnáissica porfiróide. Aflora na forma de matações e lajedos entre os córregos das Perobas e Barreiro. Possui coloração cinza-escuro quando são e avermelhada quando alterado. Os porfiroblastos/porfiroclasto observados nestas rochas são de dimensões centimétricas com formas ovaladas a oclares, geralmente orientados segundo a foliação.

Na porção central desta subunidade ocorrem hornblenda gnaisses bandados, com porções anfibolíticas, às vezes, biotitizadas, sob a forma de alguns matações, dispersos em meio à cobertura e em alguns cortes da estrada que liga Pontalina a Cromínia. O bandamento composicional observado é marcado por intercalações de anfibolitos, anfibólio gnaisses e biotititos, com muscovita gnaisses e gnaisses hololeucocráticos, que apresentam espessuras variadas. O bandamento geralmente é paralelo a foliação, sendo que em algumas porções esta estrutura aparece dobrada.

Os gnaisses são de coloração cinza claro a esbranquiçados, apresentam granulação média a grossa, são granoblásticos a localmente granonematoblásticos ou granolepidoblásticos. Também se observam nesses gnaisses bolsões quartzo-feldspáticos, com restos difusos de hornblenda e biotita gnaisses (migmatização incipiente). As porções metamáficas (anfibolitos e biotititos) são mesocráticas a melanocráticas, apresentam estruturas nematoblásticas com porções granoblásticas e lepidoblásticas (biotititos), granulação média a grossa e foliação marcante.

A noroeste de Pontalina afloram ortognaisses biotíticos e hornblendíticos com ou sem granada, mesocráticos e bandados. Localmente, apresentam porfiroclastos de feldspato com formas retangulares a elípticas, orientadas segundo a foliação principal. São granoblásticos a lepidoblásticos, apresentam bandamento composicional, granulação média a grossa, foliação marcante, localmente, com porções miloníticas e “apófises e/ou veios” quartzo feldspáticos que cortam o bandamento gnáissico. O bandamento é constituído por bandas lepidoblásticas constituídas por biotita e anfibólio, às vezes, anfibolíticas com texturas nematoblásticas e bandas leucocráticas quartzo feldspáticas, com alguma biotita e muscovita exibindo textura granolepidoblástica.

A este conjunto se associam lentes de metamáficas (anfibolitos) de dimensões variadas, que apresentam orientação paralela a foliação presente. São constituídos por anfibolitos homogêneos de granulação média a grossa, de coloração verde a verde escura, nematoblásticos, apresentando contato abrupto com as porções gnáissicas.

Próximo ao distrito de Dois Irmãos (município de Pontalina) em meio a uma extensa área de cobertura Terciário/Quaternária, aflora um morrote constituído por serpentinito, clorita xisto e talco xisto (Morro Dois Irmãos). Os serpentinitos são de coloração verde

escuro, que quando alterados apresentam cor verde azulada. A textura é lepidoblástica, em feltro a decussada, a granulação média a fina, estrutura quase isótropa (homogênea), com aspecto maciço na porção central dos corpos e xistosidade paralela à foliação principal próximo as bordas. Nos corpos mais espessos, pode ser encontrado ao longo de descontinuidades, crisotilo com textura tipo *slip cross* e *slip mass*, “veios” de clorita grossa, a exemplo do Morro Dois Irmãos, onde planos de fratura extensionais cortam a estruturação geral com atitude média ao redor de 320-300/80.

Na borda deste corpo observa-se uma foliação marcante, paralela à foliação principal, que conforme segue em direção ao centro do maciço vai ficando fraca e desaparece, tornando-se isótropo na porção central, quando esta não está cortada por zona de cisalhamento. Nas porções xistosas (intercalações de clorita xisto, talco xisto e mais raramente serpentinito), localizadas nas bordas ou ao longo de zonas de cisalhamento a textura é lepidoblástica, a estrutura xistosa e granulação média a grossa, sendo fina nos termos ricos em antigorita.

Ocorrem ainda pequenos corpos talcificados de metaultramáficas nesta subunidade. São constituídos essencialmente por talco, com alguma clorita. Apresentam colorações verdes de tonalidade fraca, cinza e esbranquiçadas, granulação fina a média, textura lepidoblástica e estrutura xistosa.

Boudins (de dimensões centimétricas a métricas) de anfibolitos homogêneos, nematoblásticos, de granulação média a grossa, com foliação paralela a subparalela a foliação principal ocorrem associados a ocorrência de rocha metaultramáfica (talco xisto e subordinadamente clorita xisto), que aflora ao lado da ponte da GO-216 sobre o Rio Meia Ponte (margem direita).

3.1.2 - Unidade B

Ao norte e sul-sudeste de Pontalina, na região das Serras da Boa Vista, São Lourenço, Mota e do Lobo ocorre uma seqüência constituída por intercalações de gnaisses (muscovita/biotita gnaisse, hornblenda gnaisse) e metassedimentos (quartzitos micáceos ou não, e muscovita/biotita xisto a gnaisse), às quais se associam, localmente, metamáficas (anfibolitos). Essa seqüência estende-se no sentido NW-SE até os arredores da cidade de Pontalina (ao norte) e W-E (ao sul), sendo que, anteriormente, foi denominada de Seqüência Meia Ponte (GOMES et al., 1986) e de Seqüência Metavulcanossedimentar-Anicuns Itaberaí (LACERDA FILHO, 1995; REZENDE et al., 1999).

Os metassedimentos são constituídos principalmente por xistos (granada-biotita xisto, muscovita xisto, biotita-muscovita xisto, magnetita/hematita sericita xisto, muscovita quartzo xisto, às vezes, feldspáticos), quartzito micáceo ou não, e quartzito ferruginoso. Os xistos apresentam foliação marcante, granulometria média, são lepidoblásticos, localmente, mostram porfiroblastos de granada e magnetita.

Os quartzitos são esbranquiçados, micáceos ou não, homogêneos, granoblásticos e granolepidoblásticos e apresentam também foliação ondulada. Os quartzitos ferruginosos são granoblásticos, com lentes centimétricas de magnetita/hematita, granulometria fina a média e foliação ondulada. Localmente, ocorrem veios de quartzo ricos em magnetita/hematita. Essa unidade desaparece próximo ao Rio dos Bois, sob os depósitos terciários e quaternários.

Na porção SW de Pontalina, afloram metassedimentos psamíticos e pelíticos, grauvaquianos e possivelmente químicos. São compostos por muscovita xisto, biotita-muscovita xisto, quartzito e quartzito micáceo, magnetita-muscovita quartzito e magnetita-muscovita xisto, aos quais se associam, localmente muscovita/biotita gnaisses alterados.

As porções quartzíticas possuem intercalações de muscovita-quartzo xisto de dimensões variadas o que marca um bandamento composicional paralelo a foliação. Os quartzitos são granoblásticos a granolepidoblásticos, possuem coloração cinza a branca, granulação média a grossa e fraco bandamento. As porções xistosas são lepidoblásticas a granolepidoblásticas, encontram-se intercaladas com as porções quartzíticas, apresentam granulação grossa à média, e forte crenulação observada localmente. Ocorrem principalmente na região da estrada que liga Pontalina a Edealina, e em parte da estrada entre Pontalina Aloândia.

Intercalados aos metassedimentos ocorrem gnaisses, metamáficas e metaultramáficas. Os gnaisses são muscovíticos e biotíticos, normalmente quartzosos, leucocráticos, bandados, com porções félsicas homogêneas, algumas vezes hololeucocráticas, com intercalações de metamáficas (hornblenda gnaisses e anfibolitos) e metaultramáficas. Os gnaisses micáceos possuem granulação média a grossa, textura granoblástica, granolepidoblástica e lepidoblástica, bandamento composicional marcante, forte xistosidade coloração cinza a esbranquiçada.

Na Serra de São Lorenço afloram, nesta subunidade, gnaisses bandados constituídos por porções hornblendíticas e quartzo feldspáticas, de espessuras centimétricas. Apresentam estruturas gnáissicas do tipo *augen* ou *flaser*, xistosidade bem desenvolvida, paralela ao bandamento composicional.

As rochas metamáficas desta unidade são constituídas por anfibolitos e biotititos (biotita xisto). Os anfibolitos são bandados ou homogêneos, apresentam dimensões variadas, formando pequenas lentes boudinadas. Possuem textura nematoblástica, granulação média a grossa, estrutura xistosa e a granada aparece em alguns locais. O bandamento dos anfibolitos é milimétrico a centimétrico, descontínuo. As porções biotíticas (biotita xisto), possuem textura lepidoblástica, granulação média a grossa e estrutura xistosa.

Na Serra do Aguapé, essa seqüência é caracterizada por um conjunto de biotita gnaiss e hornblenda gnaiss, com intercalações de anfibolitos. Localmente, ocorrem intercalações de granada-biotita/muscovita gnaiss, granada xisto, quartzo xisto, quartzito e quartzito ferruginoso.

Os gnaisses são bandados em escala centimétrica a decimétrica e incluem variedades como granada-biotita gnaiss, hornblenda gnaiss e granada-hornblenda gnaiss. Em geral são meso a leucocráticos, apresentam granulações média, foliação marcante, localmente com porfiroblasto/porfiroclastos de feldspato (chegando localmente a 8 mm) e/ou granada.

As rochas metamáficas incluem variedades como hornblenda anfibolitos, granada-hornblenda anfibolitos e mais localmente anfibólito xistos. Ocorrem como intercalações métricas a decimétricas nos gnaisses e variam de bandados a homogêneos.

A foliação nesses anfibolitos é marcada pelo bandamento entre porções com granulação fina e média, que é ondulada e apresenta baixo ângulo de mergulho. Possuem aspecto maciço e são melanocráticos, localmente com granada. O anfibólito xisto é de granulação grossa, melanocrático e exhibe textura nematoblástica.

3.2 – Domínio Norte (Grupo Araxá)

Este domínio é constituído pelas rochas metassedimentares e litotipos intimamente associados atribuídos ao Grupo Araxá, e corpos intrusivos ácidos (Granitóides Tipo Aragoiânia) e corpos metaultramáficos (Metaultramafitos tipo Morro Feio).

3.2.1 - Unidade Xistosa

A unidade xistosa (Seqüência Xistosa - ARAÚJO et al., 1980) é a mais expressiva na área mapeada e é constituída por uma seqüência de granada-muscovita/biotita-xistos, ricos em veios e/ou lentes de quartzo, deformados e concordantes e distribuídos de forma mais ou menos homogênea. Essas rochas, por vezes são feldspáticas, chegando a constituir camadas de paragnaisses. Nos planos onde a deformação foi mais intensa apresenta estrutura laminada, com aspecto xistoso a gnáissico milonítico/blastomilonítico.

Aflora na forma de blocos arredondados e lajedos (de dimensões métricas a decamétricas) sendo bem observados nas áreas desmatadas (pastagens). Esta forma de afloramentos é mais comum a sul da Serra do Paraíso (a sul dos municípios de Mairipotaba e Cromínia) e na Br-153 entre Morrinhos e Prof. Jamil. As rochas, desta unidade, são leucocráticas a mesocráticas; apresentam texturas lepidoblásticas a granolepidoblásticas, o que lhes confere, localmente, fraco e difuso bandamento, foliação de baixo ângulo, estrutura xistosa e granulação média a grossa.

Possui forte crenulação marcada por veios e/ou lentes de quartzo dobradas, formando dobras intrafoliais (dobras recumbentes simétricas a assimétricas, com plano axial paralelo a subparalelo à foliação principal).

As lentes e/ou veios de quartzo apresentam dimensões variadas, podendo ser milimétricos a métricos. Ocorrem paralelos à foliação principal e em alguns afloramentos encontram-se dobrados pela foliação principal.

Em alguns locais, observam-se nos xistos lentes de anfíbolitos homogêneos, com textura nematoblástica, granulação média a grossa e foliação marcada pela orientação dos cristais de anfíbólio, paralelos à foliação principal. As dimensões dessas lentes varia de centimétrica a métrica. Ocorrem ainda nos xistos, pequenos bolsões pegmatóides, granoblásticos, constituídos por quartzo-feldspato-biotita, de dimensões variadas. As porções alteradas dessa unidade apresentam coloração vermelho claro e quando bem alteradas geram solo avermelhado argilo-arenoso.

Na região de Morrinhos, a oeste, aflora uma seqüência de muscovita-quartzo xisto, muscovita xisto, granada-muscovita xisto, biotita-muscovita xistos de coloração avermelhada (quando alterados) a cinza prateados, com algumas intercalações de gnaisses (biotita-muscovita gnaisses). Esta unidade ocorre orientada no sentido N-S, margeando o contato entre o Grupo Araxá e as rochas do Domínio Sul.

As rochas apresentam textura lepidoblástica, localmente granolepidoblásticas, estrutura xistosa e granulação média a grossa. As intercalações entre os tipos de rocha desta unidade marcam um bandamento com mergulho baixo para oeste. Apresenta forte crenulação marcada por veios e/ou lentes de quartzo e pelo bandamento dobrado, formando dobras intrafoliais (dobras recumbentes simétricas a assimétricas, com plano axial paralelo a subparalelo a foliação principal). O contato entre esta seqüência e a Unidade Xistosa é abrupto, localmente próximo ao contato ocorrem porções de biotita gnaiss e hornblenda biotita gnaiss de coloração cinza escuro, granulação média a grossa, textura granolepidoblástica, estrutura xistosa, ocorrendo como pequenos lajedos e blocos, às vezes,

apresentando veios graníticos que cortam o bandamento apresentado por estas rochas. Os veios graníticos são leucocráticos, exibem texturas granulares (aplíticas) a granolepidoblásticas, granulações grossas a médias e cor branca a cinza claro.

3.2.2 - Unidade Quartzítica

A unidade quartzítica (Seqüência Quartzosa - ARAÚJO et al., 1980) é constituída por uma associação de quartzito puro e micáceo, com ou sem granada e cianita (quartzitos micáceos e mica-quartzo xistos), intercalados por granada-muscovita/biotita xisto, que se estende no sentido W-E, desde a região do Rio dos Bois até a região de Rochedo (Serras do Paraíso e Potreiro). A W do Rio dos Bois essa unidade inflete no sentido SW-NE (Serra da Água Limpa).

Estratigraficamente, da base para o topo, esta seqüência é constituída por muscovita-quartzo xisto, granada-muscovita/biotita xisto, muscovita quartzito, localmente os xistos ficam ricos em plagioclásio formando pequenas porções gnáissicas (pequenas camadas e/ou lentes de muscovita gnaiss e granada-biotita/muscovita gnaiss).

A porção intermediária desta seqüência é constituída predominantemente por quartzito e quartzito micáceo, com espessuras métricas e intercalações centimétricas a métricas de biotita/muscovita xisto, com ou sem granada. Entre as camadas métricas de quartzito ocorrem intercalações de xistos pelíticos (granada-biotita xisto, granada-muscovita xisto, que podem gradar para gnaiss). Essas camadas apresentam intercalações decimétricas a centimétricas de quartzito e quartzito micáceo.

A unidade quartzítica grada, em direção ao topo da seqüência, para uma seqüência de intercalações de quartzito e quartzito micáceo, muscovita/biotita xisto e biotita xisto, com ou sem granada.

Existem porções quartzíticas, com aspecto maciço e bandado, onde aparecem leitões marcados por porções mais micáceas e menos micáceas e por intercalações xistosas. Os quartzitos são de coloração branca a creme (orto-quartzitos e quartzitos micáceos), apresentam granulação média a fina, textura granoblástica, localmente granolepidoblástica. Os leitões e/ou camadas de quartzitos apresentam baixo ângulo de mergulho, paralelos à foliação principal, localmente apresentam dobras intrafoliares (dobras recumbentes, assimétricas), transpostas pela foliação principal.

Os xistos dessa unidade são cinza claro (prateados) a cinza escuro, apresentam textura lepidoblástica a granolepidoblásticas, e granulação média a grossa; xistosidade paralela a subparalela ao bandamento marcado pelas intercalações de contatos bruscos a

gradacionais. As porções alteradas dessa unidade apresentam colorações rosa-claro a creme e quando bem alteradas geram solo rosa esbranquiçado arenoso.

3.2.3 - Metaultramafitos Tipo Morro Feio

A maioria dos corpos metaultramáficos observados na região ocorrem encaixado na Unidade Xistosa do Grupo Araxá. O principal corpo de rocha metaultramáfica localiza-se a sul da Serra do Paraíso, estendendo-se por uma faixa de pelo menos 16 km de comprimento por até 2 km de largura (NILSON, 1984; SIMÕES et al., 1999b; NAVARRO, 2002).

Corresponde a uma faixa alongada, com direção W-E, constituída de serpentinito ao qual se associam talco xisto e clorita xisto, que aparentemente se estende pelo menos até a região do Córrego das Areias. Essa faixa é constituída por morros que se elevam na topografia (Morro Paraíso, da Platina, da Magnesita, Morro I), cercados por depósitos terciário/quaternários, o que dificulta determinar com exatidão a continuidade dessas rochas.

As porções mais espessas dessa faixa (Morro da Platina, Magnesita, Paraíso, Morro I) apresentam um zoneamento composicional, não contínuo em afloramentos, que da borda para o centro, varia de clorita xisto e magnetita-clorita xisto, talco-clorita xisto e talco xisto (normalmente ocorrem intercalações de lentes descontínuas destes litotipos com espessuras centimétricas a métricas). O centro é constituído por serpentinito com alguma clorita e talco xisto (BERBERT, 1970; ARAÚJO et al., 1980; NAVARRO, 2002).

Os serpentinitos dessa faixa são de coloração verde escuro, verde azulado quando alterados e apresentam textura lepidoblástica, em feltro a decussada e a granulação é muito fina a fina. São homogêneos, com aspecto maciço (no centro), apresentando xistosidade paralela à foliação principal próximo às bordas. Nessa rocha é comum a presença de porfiroblastos de carbonato estirados ou não, alteração local para garnierita e neoformação de hidromagnesita ao longo de fraturas (mais rara). Dentro das porções mais espessas ocorrem veios de crisotila com texturas tipo *slip cross* e “veios” de clorita grosseira, em planos distensivos que cortam a estruturação geral dos morros.

Nas porções xistosas da borda dessa faixa observa-se uma foliação marcante paralela à foliação principal, que à medida em que segue para o centro do maciço torna-se menos proeminente, chegando a desaparecer. As bordas apresentam textura lepidoblástica, estrutura xistosa e granulação média a grossa. Nos clorita xistos que ocorrem nas bordas dos corpos metaultramáficos são comuns porfiroblastos de magnetita e carbonato de dimensões variadas (chegam a 0,8 mm de diâmetro). Nas porções mais finas dessa faixa, o serpentinito apresenta-se mais foliado e as faixas de clorita xisto e talco xisto estão menos proeminentes.

Nos Morros da Magnesita e Platina ocorrem *pods* de cromititos de dimensões métricas.

Ainda dentro do Grupo Araxá, ocorrem 14 corpos menores (dimensões entre 200 m x 50 m, até dimensões métricas) de metaultramáficas constituídas por talco xisto/clorita xisto e talco xisto. Esses corpos afloram na forma de pequenos morrotes, constituídos por blocos dispersos. Alguns desses corpos contém anfíbolitos e tremolita-actinolita xisto associados e porções “pegmatóides” de clorita xisto.

Em geral na borda predominam blocos de clorita xisto, de coloração verde escuro, crenulado, com granulação média a grossa, textura lepidoblástica, estrutura xistosa e com porfiroblastos de magnetita (podendo em alguns corpos estar ausente).

Em alguns destes corpos ocorrem turmalina-clorita xisto, nos quais as turmalinas estão parcialmente orientadas, sob a forma de cristais, que apresentam dimensões milimétricas a centimétricas (são porfiroblásticas), coloração bem escura ou preta e freqüentemente estão parcialmente alteradas.

Os talco xistos ocorrem nas porções centrais destes corpos e são constituídos essencialmente por talco, com alguma clorita. Mostram colorações verdes claro, cinza e esbranquiçado, granulação fina à média, textura lepidoblástica, estrutura xistosa, apresentando crenulação paralela à foliação principal. De modo geral, as porções intermediárias desses pequenos corpos são compostas por intercalações de clorita xisto e talco xisto, em proporções variadas, formando localmente bandamento milimétrico a centimétrico.

Os corpos menores de dimensões métricas (não ultrapassando 20 x 10m) encontram-se totalmente talcificados. A orientação destes corpos acompanha a direção da foliação principal, estando alojados paralelamente aos metassedimentos.

O contato entre as encaixantes e a faixa principal de metaultramáficas é tectônico. Na borda N do Morro da Platina observam-se intercalações de metaultramáficas (turmalina-clorita xisto, talco xisto e localmente serpentinito) com metassedimentos (granada-muscovita/biotita xisto).

CAPÍTULO IV

4 - DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA DAS UNIDADES

Neste capítulo estão descritas as principais características petrográficas observadas nos diferentes litotipos encontrados na área de estudo. A petrografia está embasada em dados de campo e laboratório, envolvendo a análise de 150 seções delgadas obtidas de amostras selecionadas por suas representatividades e baixo grau de alteração.

4.1 – Domínio Sul (rochas atribuídas ao Arco Magmático de Goiás)

Constituindo este domínio aparecem muscovita gnaisses e biotita muscovita gnaisses, comumente quartzosos e com epidoto, bandados, de coloração cinza a esbranquiçada, mesocráticos a leucocráticos, por vezes porfiróides. Petrograficamente, este conjunto de gnaisses apresenta textura granoblástica a granolepidoblástica, bandamento marcado por finas concentrações de filossilicatos (bandas lepidoblásticas) com espessuras de 0,2 mm a 1 cm, marcando a foliação. Esses gnaisses de acordo com a mineralogia podem ser agrupados em:

4.1.1 - Unidade A

1) (Epidoto/biotita)-muscovita-quartzo gnaisses (Fotomicrografia 4.1). Estas rochas ocorrem na porção central da área a sudeste de Pontalina, estendendo-se desde próximo ao contato com a Unidade B até o contato com o Grupo Araxá, podendo ocorrer intercalada nas rochas da Unidade B. Apresentam estrutura gnáissica do tipo bandada e xistosidade bem desenvolvida, paralela à subparalela ao bandamento composicional e à foliação, localmente dobrado, de espessuras variadas, textura lepidogranoblástica a granoblástica, granulação média a grossa.

O feldspato potássico (microclínio) chega a constituir até 10% do volume e o oligoclásio ocorre com teor variando de 20 a 30%. Estas fases cristalinas apresentam dimensões médias entre 0,2-0,6 mm, localmente constituindo porfiroblastos ou porfiroclastos, com diâmetros de 5 a 6 milímetros, normalmente, possuem formas alongadas (irregulares a subretangulares) dispostas de maneira orientada, exibindo contatos lobulados, localmente com extinção ondulante e ou feições de recristalização. Ocorrem preferencialmente nas porções granoblásticas dos gnaisses e estão parcialmente muscovitizados e/ou sericitizados, especialmente o plagioclásio. A albita ocorre de forma subordinada na borda de outros feldspatos, tanto o potássico como o sódico-cálcico.

O quartzo, nas lâminas analisadas, aparece constituindo de 30 a 60% do volume, ocorre sob a forma de pequenas lentes de espessuras de 1,5 a 0,7 mm, associado aos feldspatos e micas e está orientado segundo a foliação. Possui forma anédrica, granulação entre 0,2 e 0,5 mm, extinção ondulante e contatos lobulados a poligonais.

A muscovita constitui 10 a 25% do volume, possui dimensões médias entre 0,3 a 0,5 mm, chegando localmente a 3 mm. Os cristais apresentam formas tabulares a irregulares e aparece corroendo os feldspatos. Neste conjunto de gnaisses se observa uma muscovitização tardia, a qual confere a rocha, em amostra de mão, um aspecto xistoso, embora em alguns litotipos mesmos os cristais maiores, com dimensões de até 3 mm, não apresentam orientação preferencial, enquanto que as micas anteriores encontram-se orientadas segundo o bandamento e a foliação. Em condições de menores temperaturas e ou menor fluxo de fluido também ocorre à formação de sericita sobre cristais de feldspatos (microclínio e oligoclásio) e mesmo sobre as micas mais antigas.

A biotita neste conjunto de gnaisses ocorre de forma subordinada sempre em menor quantidade que a muscovita (chegando a 7%), aparece orientada, mostrando pleocroísmo marrom, com formas tabulares a irregulares. Os cristais possuem dimensões entre 0,3 a 1,2 mm, aparecendo associadas à muscovita formando pequenas bandas lepidoblásticas ou dispersa pela lâmina.

O epidoto esta sempre presente e ocorre em proporções variadas chegando a 15%, é subeudral a anedral, localmente idiomórfico, associa-se ao plagioclásio ou está disperso pela lâmina. Possui tamanho submilimétrico (tamanho inferior a 0,7 mm podendo localmente chegar a 2 mm). Apresenta coloração verde amarelada a verde azulada, encontra-se parcialmente orientado segundo a foliação. Em menores proporções exhibe formas euédricas a anédricas e dimensões inferiores a 0,5 mm. Ainda podem ser observados pequenos cristais dispersos de: zircão, titanita, minerais opacos e apatita.

2) Biotita-hornblenda gnaisses (Fotomicrografia 4.2). Estes gnaisses afloram na porção central desta subunidade, ocorrendo na forma de matações dispersos em meio à cobertura e em alguns cortes da estrada, que liga Pontalina a Cromínia.

Petrograficamente apresenta bandamento descontínuo formado por bandas lepidonematoblásticas (espessura entre 0,5 a 1,0 mm) constituídas por hornblenda, biotita e muscovita, e bandas granoblásticas compostas, basicamente, por plagioclásio, feldspato potássico e quartzo. Exibe foliação marcante definida pelo bandamento e orientação dos minerais ou pela presença de agregados minerais, com formas lenticulares.

A hornblenda (35%) mostra pleocroísmo verde oliva, verde azulado a verde claro (γ e β) a verde amarelado pálido a amarelo pálido (α), formas irregulares, chegando a 4 mm de tamanho. Algumas vezes é poiquiloblástica, com “inclusões” de epidoto, quartzo, titanita e opacos. Dispõe-se de forma orientada e está parcialmente alterada para biotita, tremolita/actinolita e epidoto.

O plagioclásio (oligoclásio - 30%) forma cristais irregulares, de limites lobulados, com dimensões médias em torno de 1 mm e encontra-se orientado segundo a foliação. Está parcialmente muscovitizado e epidotizado (saussuritizado) e frequentemente apresenta bordas recristalizadas com neoformação de albita.

O quartzo (20%) é submilimétrico e ocorre associado ao feldspato potássico e ao plagioclásio nas porções granoblásticas. Apresenta extinção ondulante, dimensões inferiores a 0,5 mm, contatos engrenados a lobulados, mais raramente poligonais, forma anédrica e está orientado segundo a foliação.

A biotita (10%) forma palhetas, que exibem formas tabulares a irregulares na seção delgada. Apresenta dimensões de até 1 a 2 mm e é resultante da alteração da hornblenda, possui coloração marrom e está orientada segundo a foliação.

A muscovita (<1%) ocorre na forma de cristais tabulares a irregulares. Está parcialmente orientada e encontra-se dispersa pela lâmina, constituindo ocasionalmente cristais com até 1 mm. Junto à hornblenda e biotita ocorrem pequenos cristais de clorita (<2%) sem orientação preferencial e dimensões de até 1 mm.

Em menor proporção, dispersa pela lâmina, com forma anédrica a subédrica, e com dimensões inferiores a 0,8 mm, ocorre epidoto, rutilo, zircão e apatita.

3) Hornblenda-biotita ortognaisses (Fotomicrografia 4.3). Este conjunto de gnaisses ocorre a noroeste de Pontalina (ver mapa geológico – Anexo I). Os litotipos agrupados nesse conjunto apresentam bandamento descontínuo com espessura entre 0,5 a 3,0 mm, foliação milonítica e textura meta ígnea (blastogranular e blastoporfírica) preservada, localmente com porfiroclastos de feldspato potássico e oligoclásio. As texturas metamórficas dominantes são a granoblástica a granolepidoblástica e lepidogranoblástica, ocorrendo também termos porfiroclásticos ou porfiroblásticos.

A hornblenda (5 a 15%) é verde com pleocroísmo nítido, verde oliva a amarelo esverdeado claro. Exibe formas irregulares, com até 4 mm de comprimento, é poiquilítica com inclusões de epidoto, quartzo, titanita e opacos. Dispõe-se de forma orientada e está parcialmente alterada para biotita e epidoto.

O plagioclásio (oligoclásio 10 a 25%) forma cristais irregulares, que mostram contatos lobulados a poligonais e possuem dimensões médias em torno de 6 mm a 1 cm. Está orientado segundo a foliação, encontra-se parcialmente muscovitizado e epidotizado (saussuritizado) e, freqüentemente, apresenta bordas recristalizadas com neoformação de albita.

O feldspato alcalino (30 a 40%) aparece junto ao plagioclásio, nas bandas granoblásticas e ocorre orientado. Apresenta contatos lobulados a poligonais, dimensões entre 6 mm e 1,2 cm, chegando a constituir porfiroclastos com dimensões médias e está parcialmente muscovitizado, porém nitidamente menos que o plagioclásio. Os feldspatos apresentam, às vezes, zoneamento interno e estão orientados segundo a foliação.

O quartzo é submilimétrico, ocorre associado aos feldspatos nas porções granoblásticas. Possui extinção ondulante, dimensões inferiores a 0,5 mm, contatos lobulados a poligonais, forma anédrica e está orientado segundo a foliação.

A biotita (10 a 25%) forma palhetas, que na seção delgada exibem formas tabulares a irregulares, apresentando dimensões de até 1 a 2 mm. É resultante da alteração da hornblenda, apresenta cor marrom e está orientada segundo a foliação. Em menor proporção, dispersa pela lâmina, com forma anédrica e com dimensões inferiores a 0,8 mm ocorrem: epidoto, muscovita, rutilo, zircão e apatita.

4) Granada-muscovita/biotita gnaisses (Fotomicrografia 4.4). Estes tipos de gnaisses são relativamente comuns próximo ao contato com a Unidade B. Apresentam coloração cinza escura e estrutura gnáissica bandada, textura lepidoblástica a granolepidoblástica; são constituídos principalmente por granada, biotita, muscovita e plagioclásio.

O plagioclásio (oligoclásio) encontra-se disperso pela lâmina, com tamanho submilimétrico e orientado segundo a foliação, com teores variando de 15 a 40%. É xenomórfico, localmente, alteração para albita e sericita (saussuritização). A albita ocorre na forma anédrica com dimensões submilimétricas, orientada segundo a foliação dispersa pela lâmina.

O quartzo aparece com concentrações entre 20 a 40%, constituindo pequenas bandas com espessuras de 1,5 mm a 0,7 mm, orientadas segundo a foliação. Apresenta forma anédrica, granulação menor que 0,4 mm, extinção ondulante e contatos lobulados.

A muscovita e a biotita ocorrem sob a forma de cristais submilimétricos a centimétricos, chegando a constituir porfiroblastos (dimensões entre 0,3 a 1,2 mm) e representam cerca de 30% do total da rocha. A muscovita mostra leve pleocroísmo e formas tabulares a irregulares, ocorrendo orientadas paralelas à foliação.

A biotita encontra-se parcialmente muscovitizada/sericitizada, com forma tabular e orientada segundo a foliação. Possui cor verde a marrom e concentra-se nas porções lepidoblásticas junto à muscovita, onde aparece alterando para esta e com dimensões inferiores a 1 mm.

A granada é poiquiloblástica (possui inclusões de rutilo, quartzo, opacos e plagioclásio) e em nenhum caso observado ultrapassou 8% do volume da rocha. Possui forma anédrica, está parcialmente alterada (ocorrendo bordejada por clorita, sericita e epidoto) e possui tamanho submilimétrico (entre 0,2 a 0,3 mm).

A clorita ocorre normalmente associada à biotita e a granada e pode chegar a constituir 10% do volume, porém o normal é aparecer com teor menor que 8%. É submilimétrica, algumas vezes chegando a atingir 1 mm de comprimento e ocorre orientada segundo a foliação.

Os acessórios (apatita, zircão, opacos) são anédricos a subédricos, submilimétricos e encontram-se dispersos pela rocha.

5) Hornblenda-biotita ortognaisses porfiróides (Fotomicrografia 4.5). Este conjunto de gnaisses ocorre a leste de Pontalina junto e próximo ao contato com o Grupo Araxá (ver mapa geológico – Anexo I). Corresponde a um corpo ovóide de coloração cinza escura e granulação grossa, relativamente homogênea, apresentando bandamento composicional descontínuo. É constituído principalmente por plagioclásio, quartzo, microclínio com quantidades subordinadas de hornblenda, granada e biotita.

O quartzo é submilimétrico, ocorre associado aos feldspatos nas porções granoblásticas. Exibe extinção ondulante, dimensões inferiores a 0,5 mm, contatos lobulados a poligonais, forma anédrica e está orientado segundo a foliação, perfazendo cerca de 20%.

A hornblenda (10 a 20% do volume) é verde com pleocroísmo verde claro a verde amarelado. Possui formas irregulares, é poiquilítica (chegando a 4 mm), com inclusões de epidoto, quartzo, titanita e opacos. Dispõe-se de forma orientada e está parcialmente alterada para biotita e epidoto.

O plagioclásio (oligoclásio) constitui cerca de 30% do volume da rocha e ocorre sob a forma de cristais irregulares, que mostram contatos lobulados e possuem dimensões médias em torno de 6 mm a 1 cm (porfiroclastos). Está orientado segundo a foliação, encontra-se parcialmente saussuritizado e freqüentemente apresenta bordas recristalizadas com neoformação de albita.

O feldspato alcalino (5 a 10% do volume) ocorre orientado, com contatos lobulados a poligonais, dimensões entre 6 mm e 1,2 cm e está parcialmente alterado.

A biotita (15 a 20%) forma palhetas, que na seção delgada exibem formas tabulares a irregulares, apresentando dimensões de até 1 a 2 mm. Contém cor marrom, leve extinção ondulante, e está orientada segundo a foliação.

O epidoto é subeudral, granular a prismático, levemente pleocróico, de contornos irregulares, raramente retos, dimensões de 0,5 a 1 mm e perfaz cerca de 5% do volume. A granada é anedral, possui dimensões milimétricas (2 a 2,5 mm), ocorre dispersa pela lâmina, com bordas parcialmente cloritizadas e a sua porcentagem é menor que 5%.

Em menor proporção, dispersa pela lâmina, com forma anédrica e com dimensões inferiores a 0,8 mm ocorrem: muscovita, rutilo, zircão e apatita.

6) Anfibolitos (Fotomicrografia 4.6 e 4.7). Os anfibolitos que ocorrem nessa unidade são nematoblásticos, de granulação fina a grossa, localmente bandados, com raros relictos de textura ígnea preservada. Ocorrem por toda a unidade, intercalados nos gnaisses e são constituídos principalmente por hornblenda, plagioclásio e quartzo, podendo ocorrer ainda como minerais essenciais granada, biotita, tremolita/actinolita e mais raramente cummingtonita. Como minerais acessórios ocorrem apatita, rutilo, zircão, opacos, clorita, allanita e epidoto, constituindo rochas como granada-anfibolitos, anfibolitos e anfibólitos xistos.

A hornblenda ocorre na forma de cristais de dimensões que variam de 0,4 mm a 5 mm, orientados segundo a foliação. É poiquiloblástica com inclusões de quartzo e minerais opacos, de forma anedral a subeudral e está parcialmente alterada para biotita, clorita, tremolita/actinolita e epidoto. Sua proporção média nas lâminas é de 70%.

A cummingtonita (quando ocorre) aparece em proporções inferiores a 5 %, normalmente, no núcleo das hornblendas, possui forma anédrica, com tamanho médio de 0,3 mm. A tremolita/actinolita ocorre associada à hornblenda, sendo resultado da alteração desta. Apresenta formas subeudrais a anedrais, dimensões que variam de 0,5 a 0,2 mm e normalmente encontra-se parcialmente orientada.

O quartzo (1 a 15%) e o plagioclásio (ausente a 30%) ocorrem formando lentes que, localmente, marcam bandamento composicional, observado nos anfibolitos. São anedrais, milimétricos (tamanho médio de 1 mm) a submilimétricos e estão parcialmente orientados segundo a foliação. O epidoto é anedral a subeudral, chegando a ter tamanho milimétrico

(até 3 mm), normalmente orientados segundo a foliação e, ocorre como acessório (quantidades inferiores a 5%).

A granada quando ocorre é porfiroblástica, poiquilobástica, subeudral a anedral, apresenta dimensões médias variando de 0,3 a 0,7 mm, está normalmente dispersa pela lâmina e pode constituir até 10% do volume da rocha. As inclusões são constituídas principalmente por opacos e quartzo. Em alguns casos a granada é resultado de reação na borda entre o anfíbolito e gnaiss, onde se observa infiltração de material granítico segundo planos de rompimento, gerando estrutura gnáissica no anfíbolito e a formação de granada, muscovita, biotita, epidoto e quartzo (Fotomicrografia 4.8).

A biotita (ausente até 3%) possui tamanho milimétrico (1 mm) a submilimétrico, formas tabulares a irregulares, e normalmente ocorre formando pequenos agregados ou como cristais isolados junto à hornblenda.

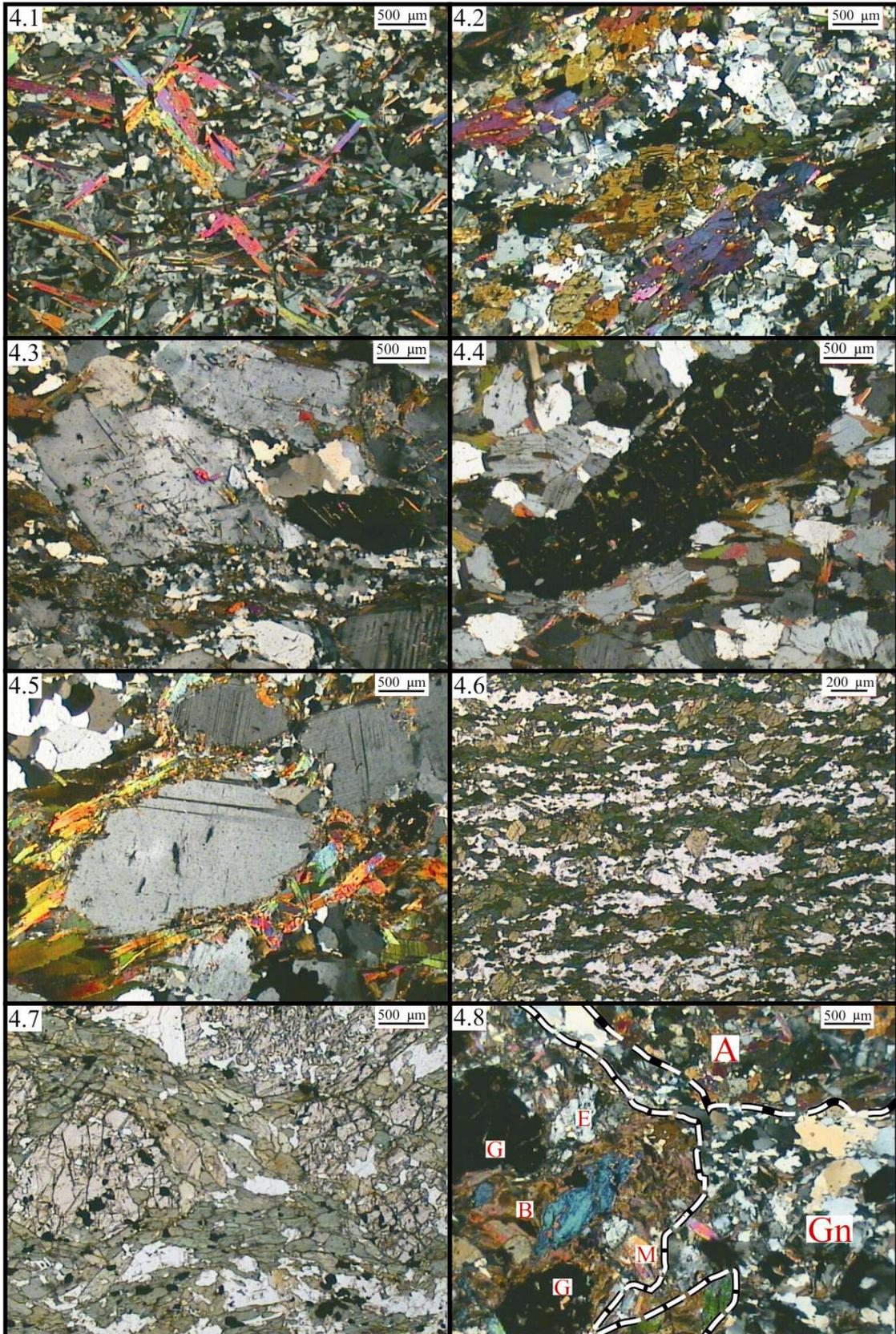
A clorita é resultado da alteração da biotita e hornblenda, ocorre em quantidade inferior a 1%, possui dimensões milimétricas a submilimétricas. A apatita chega a constituir até 3% do volume é anedral, ocorre dispersa pela lâmina e exibe dimensões submilimétricas a milimétricas (até 2 mm de comprimento).

Os acessórios titanita, opacos e rutilo, no conjunto chegam a constituir mais de 4% do volume, exibem dimensões submilimétricas e estão dispersos pela lâmina.

A titanita é comum, podendo em alguns casos atingir cerca de 4% da área da lâmina, é anedral a subeudral, ocorre dispersa localmente marcando trilhas ou envolvendo rutilo e suas dimensões nunca ultrapassam 0,3 mm.

Em uma lâmina (lâmina SG-155) ocorre clinopiroxênio como acessório, é anedral, com dimensões variando de 0,3 a 0,5 mm, disperso pela lâmina, localmente, com bordas de hornblenda e biotita/clorita. Como acessório também pode ocorrer muscovita bordejando os plagioclásios.

7) Biotita gnaisses porfiróides (Fotomicrografia 4.9). Estas rochas afloram na porção noroeste de Pontalina entre o conjunto de rochas de origem eminentemente metassedimentar (Grupo Araxá) e a seqüência de muscovita gnaisses da Unidade A. Esses gnaisses apresentam bandamento gnáissico (bandamento composicional marcado por finas bandas lepidoblásticas e granoblásticas com espessuras de 0,2 mm a 1 cm, que contornam os porfiroclastos), textura granoblástica a lepidogranoblástica e porfiroblástica/porfiroclásticas. São constituídos por feldspato potássico (microclínio), oligoclásio, quartzo e biotita; subordinadamente ocorre muscovita, epidoto e mais raramente hornblenda.



Fotomicrografia 4.1 – Epidoto-biotita-muscovita-quartzo gnaissé onde se observa muscovitização comum nos gnaisses da porção central do Domínio Sul. Nicóis cruzados aumento 2,5x. Lâmina PO-63C.

Fotomicrografia 4.2 – Biotita-hornblenda gnaissé onde ocorrem porfiroclastos de hornblenda e bandamento composicional formado por bandas nematoblásticas (hornblenda) e granoblásticas (quartzo e plagioclásio). Nicóis cruzados, aumento 2,5x. Lâmina ME-61.

Fotomicrografia 4.3 – Hornblenda-biotita gnaissé porfiróide, cataclástico, milonítico. Nicóis cruzados, aumento 2,5x. Lâmina ME-111.

Fotomicrografia 4.4 – Granada-muscovita-biotita gnaissé exibindo porfiroblasto subeudral de granada. Nicóis cruzados, aumento 2,5x. Lâmina PO-153C.

Fotomicrografia 4.5 – Hornblenda-biotita gnaissé porfiróide, cataclástico, milonítico. Nicóis cruzados, aumento 2,5x. Lâmina SG-159A.

Fotomicrografia 4.6 – Anfíbolito fino exibindo bandamento descontínuo paralelo à foliação Sn e estrutura xistosa e textura nematoblástica. Nicóis cruzados, aumento 10x. Lâmina PO-98.

Fotomicrografia 4.7 – Granada anfíbolito onde se observam porfiroblastos de granada anedrais a subedrais. Nicóis descruzados, aumento 2,5x. Lâmina PO-136A.

Fotomicrografia 4.8 – Reação na borda entre *boudin* de anfíbolito (A) e gnaissé (Gn), onde se observa gnaissificação do anfíbolito através da entrada de material quartzo feldspático, gerando granada (G), muscovita (M), biotita (B), epidoto (E). Nicóis descruzados, aumento 2,5x. Lâmina ME-88.

O feldspato potássico (15 a 25%) e o oligoclásio (20 a 40%) exibem dimensões médias entre 0,2-0,6 mm. Os cristais ocorrem orientados, parcialmente muscovitizados e sericitizados, com formas irregulares, bordas recristalizadas e albitizadas. Os porfiroclastos são constituídos por feldspato potássico e oligoclásio e tem dimensões variando de 5 mm a 6 mm.

O quartzo (30 a 45%) ocorre formando agregados cristalinos definindo pequenas lentes de espessuras de 1,5 a 0,7 mm, associado aos feldspatos e micas e está orientado segundo a foliação. Possui forma anédrica, granulação entre 0,2 e 0,5 mm, extinção ondulante e contatos lobulados a poligonais.

A biotita (pode chegar a 15%) possui cor marrom, formas tabulares a irregulares, dimensões submilimétricas a milimétricas (0,3 mm a 1,2 mm), aparecendo associadas à muscovita e formando pequenas bandas lepidoblásticas. A muscovita ocorre orientada, com forma tabular a irregular, dimensões entre 0,3 a 0,5 mm chegando esporadicamente a 2,5 mm, pode chegar a constituir 7% do volume, mas normalmente representa menos de 5% do volume.

Em menor proporção, dispersos pela lâmina, ocorrem epidoto rutilo, zircão, opacos, turmalina e apatita. O primeiro chega a constituir 3% do volume da rocha e resulta da alteração do plagioclásio, às vezes, é idiomórfico e as dimensões são normalmente inferiores a 0,2 mm, esporadicamente chegando a atingir 1 mm. Esses minerais apresentam formas anédricas a euédricas e dimensões inferiores a 0,5 mm.

A hornblenda quando ocorre, possui dimensões entre 0,4 a 8 mm, forma anédrica e é poiquilítica (inclusões de opacos, quartzo e plagioclásio), parcialmente alterada para biotita.

8) rochas metassedimentares (xistos e gnaisses). Esta unidade de rochas aflora a leste de Morrinhos, no contato entre os metassedimentos do Grupo Araxá e os gnaisses da Unidade A, constituindo uma serra no sentido norte-sul. É constituída preferencialmente por quartzo xistos e quartzitos comumente granatíferos, com porções gnáissicas intercaladas. As rochas possuem estrutura xistosa e textura lepidoblástica a granoblásticas, apresentam bandamento composicionais descontínuos. São constituídos por quantidades variáveis de biotita, muscovita, clorita, plagioclásio (oligoclásio), quartzo e granada; subordinadamente opacos, epidoto, zircão.

Xistos (Fotomicrografia 4.10, 4.11). São rochas granolepidoblásticas a lepidoblásticas, apresentando bandamento composicional descontínuo de até 3 mm. São constituídos

principalmente de quartzo, biotita, muscovita, clorita, sericita e granada, em proporções variadas constituído rochas do tipo biotita-sericita-muscovita-clorita-quartzo xisto, granada-biotita-clorita-muscovita-sericita-quartzo xisto e clorita-sericita-quartzo xisto. O quartzo, que constitui em média 40 a 45% do volume, apresenta contatos engrenados a lobulados e o tamanho dos grãos, na maioria, é submilimétrico, chegando localmente a milimétrico (1 mm). Possui extinção ondulante, formas anedrais e está parcialmente alongado e orientado segundo a foliação.

A clorita, muscovita e biotita são em geral submilimétricas (<0,6 mm), podendo constituir porfiroblastos de até 3 mm (com exceção da biotita); apresentam formas subeudrais e os cristais ocorrem normalmente orientados segundo a foliação, constituindo bandas lepidoblásticas. A clorita é subordinada a biotita e granada, podendo em alguns casos constituir pequenas lentes junto com a biotita, nestes casos pode chegar a 20%. A muscovita (3% a 15%) ocorre sob a forma cristais pequenos e agregados de granulação muito fina (sericita). A granada pode ocorrer como um constituinte principal (chegando a 8%) ou de forma subordinada, é subeudral a eudral, possui dimensões submilimétricas, média de 0,5 mm, com os maiores cristais chegando a 4 mm de diâmetro. Ocorre normalmente com as bordas cloritizadas e sericitizadas, em alguns casos está representada apenas por pseudomorfos, foi totalmente cloritizada.

A sericita ocorre nas bordas de cristais de granada e muscovita, localmente constituindo bandas de até 1 mm, onde pode ocorrer restos de cristais de muscovita. É submilimétrica e ocorre parcialmente orientada.

Como acessórios ocorrem normalmente turmalina, zircão, apatita e minerais opacos, os quais apresentam dimensões submilimétricas (<0,6 mm) e proporções inferiores a 1%.

Biotita-muscovita-quartzo gnaisses (Fotomicrografia 4.12). Rochas granoblásticas com fraco bandamento marcado por porções mais grossas intercaladas com porções mais finas, de granulação fina a média. São constituídos por: plagioclásio, muscovita, biotita e quartzo com porções subordinadas de biotita, epidoto, sericita e opacos. O quartzo corresponde em média a 45% do volume total das rochas é submilimétrico (<0,6mm), ocorre orientado segundo a foliação, apresenta extinção ondulante e contatos lobulados. O plagioclásio (oligoclásio ± 25%) é anedral, sub milimétrico (tamanho médio de 0,5 mm, às vezes, pode atingir até 1 mm), apresenta contatos irregulares e ocorre parcialmente alterado para sericita, apresentando localmente bordas albitizadas.

A biotita (5%) é marrom, anedral a subeudral, apresenta dimensões médias de 0,4 mm, as palhetas ocorrem parcialmente orientadas segundo a foliação e alteradas nas bordas para sericita e clorita. A muscovita (15%) é anedral a subeudral, ocorre parcialmente orientada, possui tamanho médio de 0,4 mm, podendo atingir até 1,2 mm, está parcialmente alterada para sericita e apresenta leve extinção ondulante.

O epidoto é subeudral, submilimétrico (localmente pode atingir 1 mm) e ocorre disperso pela lâmina. A sericita (4%) ocorre bordejando cristais de muscovita e os plagioclásios, localmente forma pequenos aglomerados irregulares.

Os acessórios ou secundários são anedrais submilimétricos (<0,4mm), ocorrem dispersos pela lâmina e são constituídos de opacos, epidoto e sericita.

4.1.2 - Unidade B

1) rochas metassedimentares (xistos e quartzitos). Possuem estrutura xistosa e textura lepidoblástica a granoblásticas, mostram bandamento composicional descontínuo. São constituídos por muscovita, quartzo e pelos acessórios: plagioclásio, epidoto, opacos, rutilo e zircão. Estas rochas apresentam variedades do tipo muscovita xisto, muscovita-quartzo xisto e quartzitos. Afloram como pequenas lentes e ou camadas intercaladas junto a gnaisses e mais raramente com rochas metamáficas nas serranias a leste, norte e sul de Pontalina (Serras de São Lorenço, do Lobo e do Mota).

Muscovita xistos (Fotomicrografia 4.13). São rochas de granulação média a grossa, lepidoblástica a granolepidoblástica e estrutura xistosa. O quartzo é submilimétrico, apresenta extinção ondulante e teores de menos de 1 % a 10%. Seu tamanho é inferior a 0,5 mm, apresenta contatos lobulados a poligonais, forma anédrica e está orientado segundo a foliação. A muscovita (85 a 98 %) é submilimétrica a milimétrica, possui dimensões entre 1 a 2 mm. Mostra leve pleocroísmo, formas tabulares a irregulares, localmente, formando pequenas porções (aglomerados) onde apresenta dimensões submilimétricas e fraca orientação.

Em algumas lâminas nos aglomerados são observados restos de plagioclásio (oligoclásio?) com forma anédrica e dimensões inferiores a 0,2 mm. Os acessórios (o principal acessório é a magnetita) ocorrem dispersos pela lâmina, são submilimétricos, anédricos, possuem dimensões inferiores a 0,6 mm e constituem menos de 5%.

Muscovita quartzitos. Contém textura granoblástica com porções lepidogranoblásticas e estrutura com grau variável de anisotropia de quase maciça a bem xistosa.

O quartzo constitui de 50 a 60% do volume e aparece definindo pequenas bandas, com espessuras de 1,5 mm a 0,7 mm, orientadas segundo a foliação. Possui forma anédrica, granulação inferior a 0,4 mm, extinção ondulante e contatos lobulados. A muscovita (25 a 35%) constitui cristais submilimétrico, que ocorrem orientados e concentrados em domínios lenticulares gerando porções lepidoblásticas. Localmente, em meio a essas bandas, ocorre na forma de cristais irregulares parcialmente orientados, com dimensões de até 1,3 mm. Subordinadamente ocorrem junto às bandas muscovíticas, restos de plagioclásio (<5%) de forma anédrica e dimensões inferiores a 0,7 mm, alterando para muscovita.

Os acessórios comuns são: opacos, rutilo, epidoto e zircão. Ocorrem dispersos pela lâmina, com dimensões inferiores a 0,5 mm e formas irregulares.

Cristais de carbonato podem ocorrer dispersos nas porções muscovíticas, formando pequenos agregados orientados segundo a foliação, com granulação submilimétrica e forma anédrica.

O epidoto é subeudral, ocorre junto ao plagioclásio ou disperso pela lâmina. Possui tamanho submilimétrico (menor que 0,7 mm) e está parcialmente orientado segundo a foliação.

Muscovita-quartzo xistos (Fotomicrografia 4.14). Apresentam estrutura xistosa bandada, com alternância de camadas descontínuas lepidoblásticas e granoblásticas de espessuras centimétricas a milimétricas. A muscovita (30 a 45%) apresenta tamanho médio de 0,5 mm chegando a 3 mm, apresenta contatos retos, estão orientadas paralelas à foliação, exhibe formas subeudrais, leve extinção ondulante e ocorre formando agregados lenticulares. O quartzo (40 a 50%) ocorre sob a forma de cristais alongados e recristalizados, apresenta extinção ondulante, contatos retos a lobulados, granulação média da ordem 0,5 mm e concentra-se nas porções granoblásticas, que constituem agregados lenticulares paralelos a foliação.

Os minerais opacos são anedrais, submilimétricos, perfazem até 10% da lâmina, ocorrem dispersos pela rocha, orientados segundo a foliação, com dimensões médias de 0,3 mm. O rutilo é anedral a subeudral e ocorre disperso pela lâmina, com tamanho médio de 0,3 mm.

2) **Granada-estauroлита-cianita-muscovita-biotita gnaisse com hornblenda** (Foto micrografia 4.15). Uma única ocorrência desta rocha foi registrada, ao norte da serra de São Lorenço intercalada a muscovita xistos e rochas metamáficas. Possui estrutura xistosa

bandada, determinada pelas porções granoblásticas e lepidoblásticas. É constituído por: plagioclásio, muscovita, biotita, cianita, granada e estauroлита. Como acessórios ocorre, epidoto, apatita, hornblenda, rutilo, turmalina, zircão e opacos (perfazendo cerca de 5% da lâmina). O quartzo ($\pm 30\%$) é submilimétrico, ocorre junto ao oligoclásio/albita, nas porções granoblásticas, apresenta extinção ondulante, tamanho inferior a 0,5 mm, contatos lobulados a poligonais, forma anédrica e está orientado segundo a foliação.

O plagioclásio (oligoclásio $\pm 20\%$ e mais raramente andesina $\pm 5\%$) encontra-se disperso pela lâmina, é anedral, com tamanho submilimétrico e orientado segundo a foliação. A albita ($<2\%$) também ocorre na forma anédrica com dimensões submilimétricas, orientada segundo a foliação e dispersa pela lâmina, normalmente, bordejando o plagioclásio mais rico em cálcio.

A muscovita ($\pm 20\%$) constitui cristais de dimensões submilimétricas (entre 0,3 a 1,3 mm), está parcialmente alterada para sericita, apresenta leve pleocroísmo e formas tabulares a irregulares e está parcialmente orientada. A biotita ($\pm 15\%$) apresenta forma tabular e cor marrom. Está orientada segundo a foliação e concentra-se nas porções lepidoblásticas junto à muscovita, onde aparece alterando para esta.

A cianita ($\pm 6\%$) e a estauroлита ($\pm 9\%$) contêm inclusões de quartzo e opacos, e possuem tamanho médio de 1 a 3 mm (localmente são submilimétricas). Os cristais exibem forma anédrica a subeuédrica, orientados segundo a foliação, ocorrendo junto a granada e nas porções lepidoblásticas, onde se encontram parcialmente muscovitizadas e sericitizadas.

A granada é poiquiloblástica (possui inclusões de rutilo, quartzo, opacos e plagioclásio), não ultrapassando 6% do volume, possui forma anédrica, está parcialmente alterada (ocorrendo bordejada por clorita, sericita e epidoto) e possui tamanho milimétrico (entre 2 a 3 mm). A hornblenda ($\pm 3\%$) é anédrica, orientada segundo a foliação e as dimensões são milimétricas a submilimétricas (tamanho médio de 1 mm).

A clorita ($<2\%$) ocorre sempre subordinada a biotita, hornblenda e granada. É submilimétrica ($<0,5$ mm) e ocorre orientada segundo a foliação. Os acessórios epidoto, apatita, rutilo, turmalina, zircão e opacos são anédricos, submilimétricos e encontram-se dispersos pela rocha.

3) biotita/muscovita gnaisses (Fotomicrografia 4.16). Estas rochas ocorrem intercaladas junto às rochas metassedimentares descritas acima. Possuem estrutura xistosa bandada, determinada pelas porções granoblásticas e lepidoblásticas. São constituídas por:

plagioclásio, feldspato potássico, muscovita, biotita. Como acessórios ocorrem: apatita, zircão e opacos (perfazendo cerca de 5% da lâmina).

O quartzo é submilimétrico (normalmente menor que 1 mm), ocorre junto aos feldspatos nas porções granoblásticas e granolepidoblásticas, apresenta teores entre 25 a 40%, extinção ondulante, tamanho inferior a 1 mm, contatos lobulados a poligonais, forma anédrica e está orientado segundo a foliação.

O feldspato potássico (microclínio) aparece parcialmente muscovitizado, apresentando forma anédrica, teores entre 5 a 10%, dimensões submilimétricas (menor que 1 mm), está orientado segundo a foliação, às vezes, alterado para sericita e apresenta bordas recristalizadas de albita. O plagioclásio (oligoclásio) encontra-se disperso pela lâmina, com teores de 10 a 20%, formas anedrais, dimensões médias de 1 a 2 mm, contatos lobulados, localmente, alterado para albita e sericita.

A muscovita (20 a 35%) é submilimétrica a milimétrica (0,8 a 1,5 mm), anedral a subeudral, levemente pleocróica, encontra-se parcialmente orientada, sendo também observada como produto de alteração dos feldspatos potássicos. A biotita (5 a 15%) encontra-se orientada segundo a foliação, possui cor marrom e concentra-se nas porções lepidoblásticas junto à muscovita, onde aparece alterando para esta e com dimensões inferiores a 1 mm.

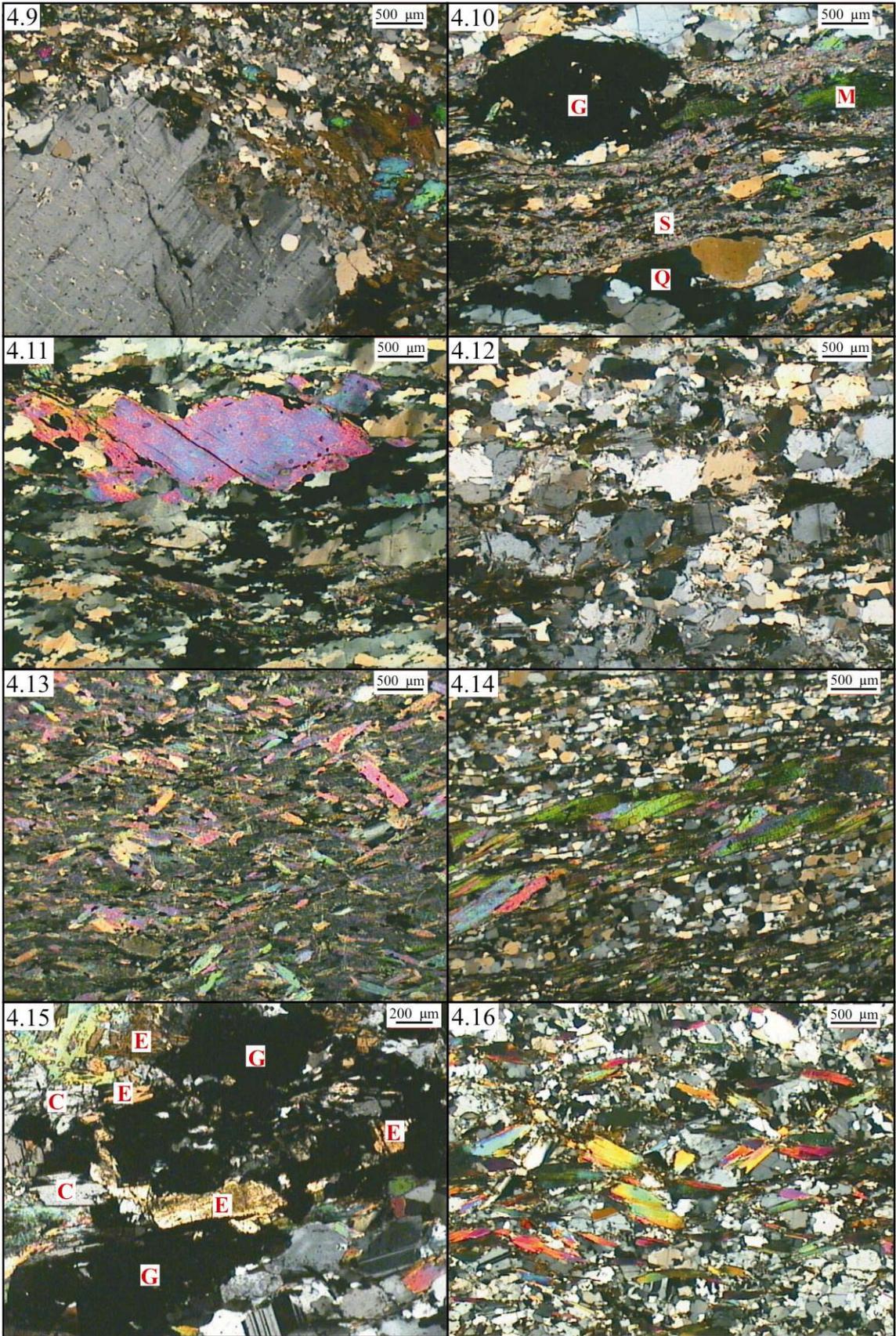
Os acessórios (opacos, apatita e zircão) são anédricos, submilimétricos e encontram-se dispersos pela rocha.

4) Epidoto-biotita-muscovita gnaisses (Fotomicrografia 4.17). Estas rochas ocorrem intercaladas junto às rochas metassedimentares descritas acima. Possuem estrutura xistosa, bandamento descontínuo determinado pelas porções granoblásticas e lepidoblásticas. São constituídos por: plagioclásio, feldspato potássico, muscovita, biotita e epidoto.

Como acessórios ocorrem: apatita, zircão e opacos (perfazendo cerca de 5% da lâmina).

O quartzo constitui 25 a 35% da rochas, é submilimétrico a milimétrico (varia entre 0,5 a 4 mm), ocorre junto aos feldspatos nas porções granoblásticas e granolepidoblásticas, apresenta extinção ondulante, contatos lobulados a poligonais, forma anédrica e está orientado segundo a foliação.

O feldspato potássico (microclínio) representa 10 a 20% do volume, aparece parcialmente muscovitizado, com formas anédricas, dimensões milimétricas (1 a 2 mm) e está orientado segundo a foliação; localmente mostrando bordas recristalizadas de albita.



Fotomicrografia 4.9 – Biotita gnaisse porfiróide milonítico. Nicóis cruzados, aumento 2,5x. Lâmina PO-118.

Fotomicrografia 4.10 – Bandamento litológico constituído por bandas de sericita (S) e de quartzo (Q), e porfiroblásto de granada (G) subeudral com bordas sericitizadas. Nas bandas de sericita observam-se cristais reliquiares de muscovita (M). Granada-biotita-clorita-muscovita-sericita-quartzo xisto. Nicóis cruzados, aumento 2,5x. Lâmina PO-118.

Fotomicrografia 4.11 – Biotita-muscovita-quartzo xisto. Nicóis cruzados, aumento 5x. Lâmina PO-112.

Fotomicrografia 4.12 – Biotita-muscovita-quartzo gnaisse granoblástico. Nicóis cruzados, aumento 5x. Lâmina PO-123.

Fotomicrografia 4.13 – Muscovita xisto. Nicóis cruzados, aumento 2,5x. Lâmina ME-215.

Fotomicrografia 4.14 – Muscovita-quartzo xisto bandado. Nicóis cruzados, aumento 2,5x. Lâmina PO-32.

Fotomicrografia 4.15 – Porfiroblasto de granada (G) com inclusões de estaurolita (E) e cianita (C). Granada-biotita-muscovita gnaisse. Nicóis cruzados, aumento 5x. Lâmina MA-3-37.

Fotomicrografia 4.16 – Biotita-muscovita gnaisse. Nicóis cruzados, aumento 2,5x. Lâmina PO-38.

O plagioclásio (albita) encontra-se disperso pela lâmina ou na borda de feldspato potássico, corresponde a 10 a 15% do volume e apresenta formas anedrais, dimensões médias de 1 a 2 mm, contatos lobulados e, localmente, está alterado para sericita.

A muscovita (20 a 25%) é submilimétrica a milimétrica (varia de 0,8 a 1,5 mm, podendo formar porfiroblastos de até 5 mm), apresenta forma anedral e leve pleocroísmo. As palhetas ocorrem parcialmente orientada, sendo também observada como produto de alteração do feldspato potássico.

A biotita (5 a 10%) possui dimensões de 1 a 2 mm, encontra-se orientada segundo a foliação, possui cor verde a marrom e concentra-se nas porções lepidoblásticas junto à muscovita, onde aparece alterando para esta.

O epidoto forma 5 a 8% do volume é subeudral a anedral, localmente idiomórfico, possui tamanho milimétrico (1 a 2 mm), coloração marrom esverdeada, ocorre parcialmente orientado segundo a foliação, disperso pela lâmina ou como produto de alteração de oligoclásio. Em menores proporções podem ocorrer dispersas pela lâmina zircão, titanita, opacos e apatita.

Os acessórios (opacos, apatita, clorita e zircão) são anédricos, submilimétricos e encontram-se dispersos pela rocha. A clorita ocorre como produto de alteração da biotita, com dimensões inferiores a 0,5 mm, forma anedral, proporções inferiores a 3% e está parcialmente orientada.

5) anfíbolitos (Fotomicrografia 4.18). Os anfíbolitos que ocorrem nessa unidade apresentam granulação média a grossa, são nematoblásticas a granonematoblásticas, localmente bandados e com estrutura xistosa. Ocorrem intercalados nos gnaisses e metassedimentos e são representados por variedades como quartzo anfíbolitos, anfíbolitos, granada anfíbolitos, etc. e são constituídos, principalmente, por: anfíbolios, plagioclásio, quartzo e em menor proporção pode ocorrer: granada, epidoto, apatita, tremolita, mais raramente cummingtonita, biotita, mica branca, rutilo, zircão, opacos, clorita e epidoto.

A hornblenda ocorre na forma de cristais de dimensões que variam de 0,4 mm a 5 mm, orientados segundo a foliação, é poiquiloblástica (possui inclusões de quartzo, minerais opacos e quartzo), apresenta cor verde a castanho, formas anedrais e está parcialmente alterada para biotita, clorita e epidoto. Sua proporção média nas lâminas é de 70%.

A cummingtonita (quando ocorre) aparece em proporções inferiores a 2%, apresenta-se nos núcleos das hornblenda, possui forma anédrica e tamanho médio de 0,3 mm.

A tremolita/actinolita ocorre associada à hornblenda, sendo resultado da alteração desta. Apresenta formas subeudrais a anedrais, dimensões que variam de 0,5 a 0,2 mm e normalmente encontra-se parcialmente orientada.

O quartzo (1% a 15%) e o plagioclásio (ausente a 20%) ocorrem formando lentes, que localmente marcam bandamento composicional, observado nos anfibolitos. São anedrais, milimétricos (tamanho médio de 1 mm) a submilimétricos. E estão parcialmente orientados segundo a foliação.

O epidoto é subeudral, chegando a ter tamanho milimétrico (até 3 mm), normalmente orientados segundo a foliação. Ocorre como acessório (quantidades inferiores a 5%) chegando a ser constituinte essencial (3% a 20%) resultante de intensa epidotização.

A biotita (pode estar ausente e com até 20%, em algumas amostras), possui tamanho milimétrico (1 mm) a submilimétrico, cor marrom, formas tabulares a irregulares, resulta da alteração da hornblenda e normalmente ocorre formando pequenos agregados ou como cristais isolados junto à hornblenda.

A clorita ocorre sempre subordinada a hornblenda, sendo resultado da alteração da biotita e hornblenda, em quantidades inferiores a 1%, possuindo tamanho milimétrico a submilimétrico.

A mica branca (muscovita) ocorre nos anfibolitos e quartzo anfibolitos a leste e nordeste de Pontalina, com dimensões que variam de 0,3 a 0,5 mm, sendo resultado da alteração dos plagioclásios junto à percolação de fluídos (Fotomicrografia 4.19).

A apatita (menos de 1 a 3%), é anedral, ocorre dispersa pela lâmina e exibe dimensões que variam de submilimétrico a milimétricas (até 2 mm).

A granada quando ocorre é anédrica a subeudral, com dimensões de até 0,8 mm, localmente, é poiquiloblástica apresentando inclusões de opacos e quartzo.

Os acessórios titanita, opacos e rutilo exibem dimensões submilimétricas e estão dispersos pela lâmina, podendo em conjunto, constituir até 6% do total da rocha.

6) rochas metavulcânicas (Fotomicrografia 4.20, 4.21 – lâminas ME-40, ME-203, PO-69A, PO-100C e PO-101). São rochas granoblásticas, de granulação fina a média e equigranulares. Ocorrem intercalados nos gnaisses e metassedimentos constituindo pequenas camadas ou bandas. São constituídas, principalmente por feldspato (plagioclásio), quartzo, anfibólio e opacos.

A hornblenda é porfiroblástica a poiquiloblástica (inclusões de quartzo e opacos), ocorre na forma de cristais de dimensões que variam de 0,4 mm a 5 mm, não exibindo

orientação preferencial, apresenta cor verde a castanho, formas anedrais, constituindo cerca de 50% do total do volume da rocha.

O plagioclásio (oligoclásio/andesina) constitui cerca de 40% a 50% do volume, é anedral, apresenta contatos retos a lobulados, e ocorre junto ao quartzo na matriz. O quartzo (varia de 10% a 20%) é anedral, submilimétrico, mostra contatos retos a poligonais. A biotita quando ocorre, esta associada ao anfibólio, sendo produto de alteração deste. É marrom a verde, mostra formas anedrais, apresenta dimensões submilimétricas, localmente, pode constituir porfiroblastos, sendo o resultado da substituição total de cristais de anfibólio.

Destaca-se neste conjunto uma rocha acinzentada, granoblástica de granulação fina, que ocorre intercalada em muscovita xisto constituída por quartzo (cerca de 35 a 40%), feldspato potássico (cerca de 50-60%) e plagioclásio (albita, cerca de 5 a 10%), contendo traços de muscovita e opacos. Esta rocha é equigranular, de granulação fina.

O quartzo e o feldspato apresentam dimensões submilimétricas (<0,1 mm), formas anedrais e são os principais constituintes desta rocha.

O plagioclásio (albita) ocorre na borda do feldspato potássico, sendo produto de alteração deste.

Os opacos ocorrem dispersos pela lâmina, são anedrais e submilimétricos.

4.2 – Domínio Norte (Grupo Araxá)

Esta unidade é constituída principalmente por rochas metassedimentares pelíticas (granada-muscovita-biotita xistos a gnaisses – Unidade Xistosa) e rochas psamo-pelíticas (quartzo xistos, quartzitos – Unidade Quartzítica) pertencentes ao Grupo Araxá. Macroscopicamente apresentam de modo geral granulação média a grossa, bandamento descontínuo, estrutura xistosa e estruturas granoblásticas a lepidoblásticas.

4.2.1 - Unidade Xistosa

É composta por **xistos** (biotita/muscovita xistos normalmente com granada Fotomicrografia 4.22) e **gnaisses** (biotita/muscovita paragnaisses com ou sem granada) constituídos por quantidades variáveis de plagioclásio (oligoclásio/andesina), granada, biotita, muscovita, quartzo, clorita, epidoto, rutilo, ilmenita, hornblenda, titanita, turmalina, apatita, zircão, opacos, allanita, e mais raramente observa-se nessa unidade cianita e estauroлита.

Apresentam textura granoblástica, granolepidoblástica a lepidoblástica, com estrutura xistosa e foliação marcante. A estrutura é marcada por uma laminação ou fino bandamento descontínuo paralelo à orientação representada pela disposição dos minerais. Localmente,

esse bandamento ocorre dobrado pela deformação responsável pela geração da foliação principal (dobras de arrastos resultantes de heterogeneidades de fluxo plástico).

Nas lâminas observadas, o teor de muscovita varia de 10 a 45% aparecendo dispersa pela lâmina, orientada segundo a foliação, formando pequenos bandamentos e agregados sigmoidais. Possui tamanho médio submilimétrico a milimétrico (1 mm).

A biotita ocorre em quantidades inferiores a da muscovita, perfazendo teores de 1% a 35%, normalmente, formando pequenas concentrações, exibe cor marrom claro a escuro em [γ], comprimento variando de 0,1 a 1,2 mm, está bem orientada segundo a foliação principal e, freqüentemente, exibe alteração retrometamórfica para clorita. Em algumas lâminas observa-se o crescimento de rutilo junto à biotita e a presença de inclusões de allanita.

O principal plagioclásio é o oligoclásio, em menor proporção ocorre andesina, nos termos mais cálcicos e, em rochas mais retrometamorfizadas, aparece também albita em proporção variada. Ocorre disperso pela lâmina, orientado segundo a foliação e com tamanho milimétrico a submilimétrico. Possui forma anedral e normalmente apresenta leve saussuritização, às vezes extinção ondulante, textura mirmequítica e recristalização nas bordas, formando albita como produto. Pode ser observada também alteração para muscovita, sericita e epidoto. A quantidade de plagioclásio nestas rochas varia de 15 a 25%.

Os cristais de quartzo são submilimétricos, apresentam extinção ondulante, contatos lobulados a poligonais, formas anedrais levemente inequidimensionais, com as dimensões maiores orientadas segundo a foliação. Encontra-se disperso e mais comumente concentrado em bandas, podendo formar pequenas lentes descontínuas e *ribbons*. Apresenta dimensões milimétricas (1,5 a 1 mm) e o teor, em que normalmente ocorre, varia de 20 a 30%, podendo chegar a 40%.

A hornblenda ocorre na forma anédrica a subeuédrica, orientada segundo a foliação, com cor verde a castanho segundo [γ], às vezes, é poiquiloblástica, com tamanho milimétrico a submilimétrico (tamanho médio de 1 mm). Ocasionalmente apresenta alteração retrometamórfica, passando para biotita e clorita e o volume médio ocupado por esta fase é inferior a 3%, podendo esporadicamente atingir 10%, sendo que na maioria das vezes está ausente.

A granada é anedral a subeudral, às vezes eudral, com diâmetros médios de 3 mm. Possui inclusões de quartzo, rutilo, epidoto e plagioclásio, em alguns casos ocorrem apenas inclusões de epidoto subeudrais, aparentemente resultantes da alteração da granada. Algumas vezes, a granada apresenta partes alteradas para clorita, biotita e sericita, chegando à alteração

total, restando apenas pseudomorfos, constituídos por muscovita/sericita, biotita, clorita e epidoto, dispostos caoticamente. A proporção média em que ocorre é de 7%.

A clorita é retrometamórfica, resultante da alteração da granada, biotita e hornblenda, é incolor e apresenta fraco pleocroísmo verde, possui dimensões médias de 0,6 mm, ocorre parcialmente orientada, podendo chegar a 5%, em algumas lâminas.

O epidoto pode chegar a 4% (normalmente ocorre em quantidades inferiores a 1%), ocorre disperso pela lâmina, é anedral a subeudral, sendo em parte resultante da alteração retrometamórfica dos plagioclásios e granadas. Encontra-se parcialmente orientado e exibe dimensões médias de <0,6 mm. Em algumas lâminas o epidoto ocorre disperso, junto ao quartzo e envolvendo allanita, indicando que este pode ser primário (epidoto gerado na fácies anfíbolito).

A cianita (Fotomicrografia 4.23) possui forma anédrica, dimensão média de 1 mm, ocorre dispersa pelas lâminas dos granada-biotita xistos feldspáticos, parcialmente orientada, sempre em proporções menores que 1%, localmente, sericitizada ou muscovitizada.

A estauroлита (< 1%) possui forma anédrica e dimensão média inferiores a 1 mm, está localmente sericitizada e ocorre em biotita xisto e granada-biotita/muscovita xisto feldspático.

Os acessórios mais comuns nesta unidade são: rutilo, titanita, epidoto, minerais opacos (ilmenita, magnetita, hematita), turmalina, clorita, zircão, allanita e apatita. Estes possuem dimensões inferiores a 0,6 mm e ocorrem dispersos pela lâmina, podendo estar orientado, formando trilhas, sendo que os teores médios destes minerais, normalmente, não ultrapassam 1%.

Os **anfíbolitos** ocorrem sob a forma de lentes de dimensões variadas na Unidade Xistosa exibindo textura nematoblástica, coloração verde escura, granulação média e estrutura xistosa, podendo em alguns casos mostrar bandamento composicional milimétrico. O anfíbolio (hornblenda) que perfaz em média a 65% do volume, ocorre na forma de cristais prismáticos, anedrais a subedrais, de tamanho milimétrico (chega a ter 2 mm), orientado segundo a foliação e é poiquilítico (possui inclusões de quartzo e opacos). O plagioclásio (corresponde em média a 15%) é, em geral, submilimétrico (tamanho médio de 0,6 mm), anédrico, formando, às vezes, porções diferenciadas ricas em quartzo, ocasionalmente é mirmequítico e pode estar alongado segundo a foliação. O quartzo (\pm 5%) é submilimétrico, anédrico, apresenta contatos lobulados a poligonais e ocorre formando pequenas lentes orientadas segundo a foliação. O epidoto (\pm 10%) ocorre na forma subeudral, chegando a ter tamanho milimétrico (até 2 mm) e, normalmente, está orientado segundo a foliação. Os acessórios (opacos, titanita e apatita) ocorrem dispersos pela lâmina, apresentam formas

anédricas, dimensões máximas ao redor 0,6 mm, sendo que, localmente, a apatita chega a 1 mm de comprimento, os minerais opacos e titanita também ocorrem dentro dos cristais de hornblenda, marcando trilhas retas ou sem nenhuma orientação.

4.2.2 - Unidade Quartzítica

Esta unidade é constituída e por quartzitos (micáceos ou não, localmente feldspáticos), com intercalações de quartzo xistos (Fotomicrografia 24) e, localmente, de paragnaisse.

Os **quartzitos** apresentam textura granoblástica, localmente com porções lepidoblásticas e são constituídos principalmente por quartzo, opacos, muscovita, com porções subordinadas de biotita, plagioclásio (oligoclásio), turmalina e granada.

Os cristais de quartzo (50 a 95%) possuem contatos lobulados a engrenados, localmente poligonais, freqüentemente limitados por micas. São anedrais e estão recristalizados, alongados e orientados segundo a foliação. A dimensão média varia de 1 a 2 mm nas porções de granulação mais grossa, que formam pequenas lentes e são menores que 0,5 mm nas porções de granulação mais fina.

A muscovita (chega a 20% do total) apresenta-se orientada segundo a foliação, possuindo tamanho médio de 1 mm e aparece sob a forma de cristais subeudrais dispersos pela lâmina, ou formando trilhas, lâminas descontínuas e lentes, que podem ser sigmoidais.

A biotita (chega a 10% do total) apresenta-se orientada segundo a foliação, possuindo tamanho médio entre 0,5 a 1 mm e aparece constituindo cristais subeudrais dispersos pela lâmina. Normalmente a muscovita e a biotita ocorrem orientadas em trilhas definindo forte foliação. O plagioclásio, quando ocorre possui forma anedral, dimensões médias inferiores a 1 mm, está parcialmente orientado e esporadicamente chega a representar 10% do volume.

Como acessórios ocorrem: turmalina (detrítica e neoformada), zircão, rutilo e minerais opacos (detrítico), que possuem tamanho submilimétrico, estão dispersos pela lâmina e possuem forma anédrica a subeudrica.

A granada, quando ocorre, raramente ultrapassa 7% do total, apresenta dimensões médias entre 2 a 3 mm, formas anedrais e, localmente, aparece alterada para biotita e clorita e possui inclusões de quartzo, opacos e rutilo são comuns.

Os **xistos** dessa unidade são constituídos por quantidades variáveis de biotita, muscovita, plagioclásio (oligoclásio), quartzo, granada e subordinadamente minerais opacos (magnetita, ilmenita, etc.), hornblenda, clorita, epidoto, zircão, allanita, apatita e mais raramente estauroлита. Apresentam textura lepidoblástica a granolepidoblástica, foliação marcante, estrutura xistosa e granulação média a fina.

A quantidade de biotita e muscovita são variáveis, a primeira não ultrapassa 20% do volume e a segunda pode chegar a constituir 85% do total da rocha. Ocorrem na forma de palhetas orientadas segundo a foliação, com dimensões submilimétricas a milimétricas (as maiores possuem tamanho em torno de 1 mm), formam pequenos agregados sigmoidais e bandas descontínuas com espessuras milimétricas a submilimétricas. A clorita é retrometamórfica, não ultrapassa 5%, nas amostras analisadas, e ocorre subordinada a granada e à biotita, apresentando dimensões submilimétricas.

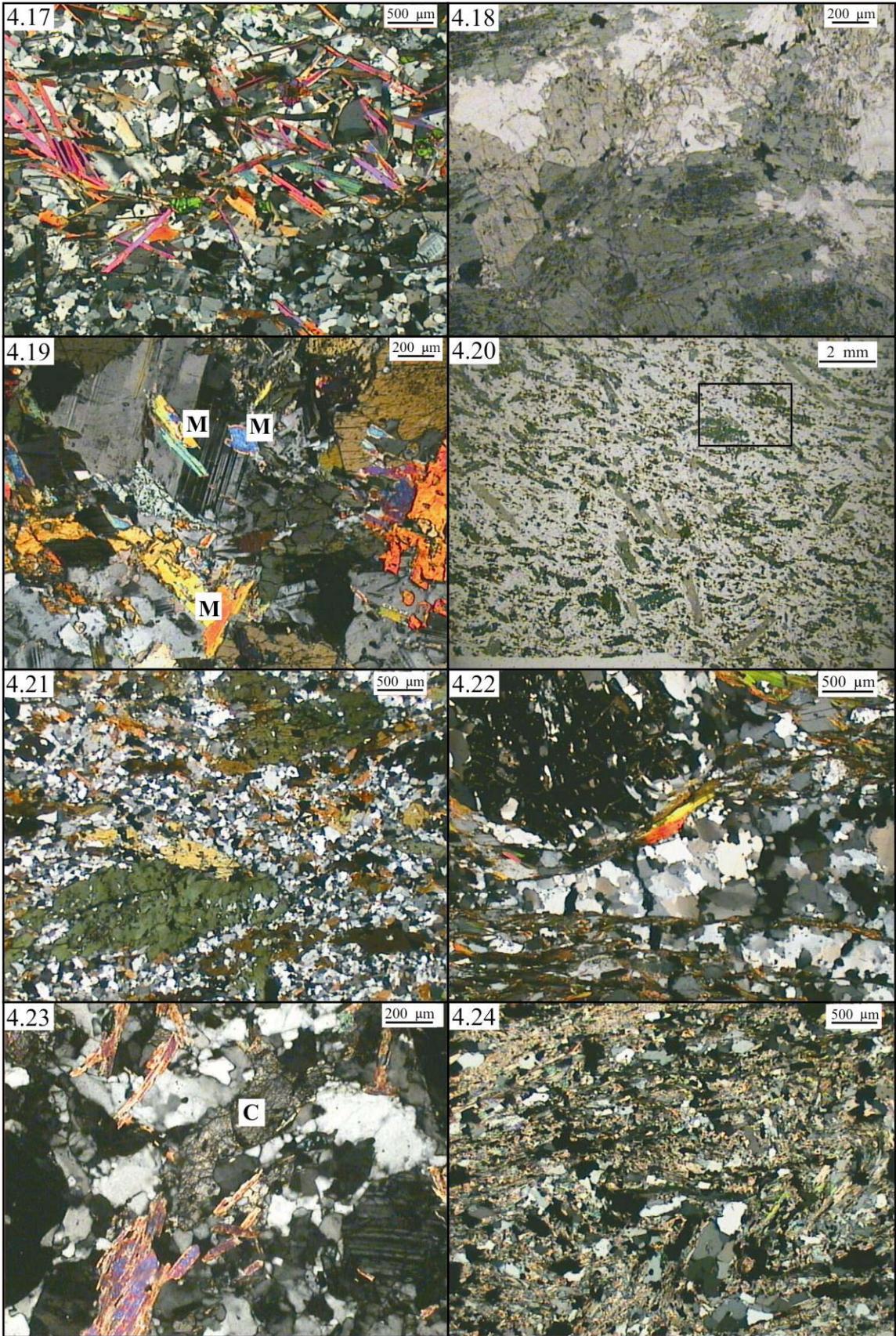
O quartzo pode estar ausente ou constituir até 40% dos litotipos, apresenta contatos lobulados a poligonais e o tamanho dos cristais, na maioria dos casos, é submilimétrico, chegando localmente a milimétrico (± 1 mm). Possui forma anedral e está parcialmente alongado e orientado segundo a foliação.

A hornblenda nunca ultrapassa 3%, possui forma anedral a subeudral, ocorre parcialmente orientada, possui cor verde oliva a verde azulado em $[\gamma]$, dimensões médias de 1 mm e encontra-se parcialmente alterada para clorita e biotita.

O oligoclásio pode chegar a constituir 22% do volume (constituindo paragnaisse), nos xistos varia entre ausente a 20%. É anedral, possui dimensão média de 2 mm e ocorre parcialmente orientado segundo a foliação. Em algumas porções encontra-se totalmente alterado, formando albita, sericita, epidoto e muscovita. A albita não ultrapassa 8% do volume e ocorre de maneira subordinada ao oligoclásio, com tamanho submilimétrico, forma anédrica, alongada e orientada segundo a foliação.

Ocorrem, localmente, restos de estauroлита nos biotita/muscovita xisto, com dimensões milimétricas (tamanho médio de 1 mm) e forma anédrica, orientadas segundo a foliação. Apresentam-se alterando para clorita e sericita.

Como acessórios normalmente ocorrem: turmalina, zircão, apatita, minerais opacos (ilmenita, magnetita), os quais apresentam dimensões submilimétricas ($<0,6$ mm).



Fotomicrografia 4.17 –Epidoto-muscovita ganisse. Nicóis cruzados, aumento 2,5x. Lâmina PO-40.

Fotomicrografia 4.18 – Anfibolito. Nicóis descruzados, aumento 2,5x. Lâmina ME-149.

Fotomicrografia 4.19 – Muscovita (M) junto a plagioclásio em anfibolito. Nicóis cruzados, aumento 5x. Lâmina ME-149.

Fotomicrografia 4.20 – Rocha metavulcânica constituída por porfiroblastos de hornblenda (cristais prismáticos verdes) em meio a matriz constituída principalmente por cristais de plagioclásio. Quadrado: área da foto 4.20. Aumento 63x (Lupa). Lâmina ME-203.

Fotomicrografia 4.21 – Porfiroblastos de hornblenda (cristais prismáticos verdes) em meio a matriz constituída principalmente por cristais de plagioclásio com quartzo e biotita dispersos. Aumento 63x (Lupa). Nicóis cruzados, aumento 5x. Lâmina ME-203. Lâmina ME-203.

Fotomicrografia 4.22 – Granada-biotita-muscovita-quartzo xisto (Grupo Araxá). Nicóis cruzados, aumento 2,5x. Lâmina PO-25.

Fotomicrografia 4.23 – Cristal de cianita em granada-biotita-muscovita-quartzo xisto. Nicóis cruzados, aumento 5x. Lâmina SG-91.

Fotomicrografia 4.24 – Bandamento composicional dobrado. Muscovita-quartzito. Nicóis cruzados, aumento 2,5x. Lâmina ME-27.

CAPÍTULO V

5 – GEOLOGIA ESTRUTURAL

A região é composta por dois conjuntos tectônicos alóctones, aqui denominados de Domínio Norte (Grupo Araxá) e Domínio Sul (rochas associadas ao Arco Magmático de Goiás), justapostos tectonicamente ao longo de todo o segmento estudado. Os levantamentos de campo junto com a análise estrutural micro e mesotectônicas possibilitaram a identificação e discriminação das principais estruturas planares e lineares presentes nos dois domínios estudados (Anexo I – Mapa Geológico).

As relações geométricas entre as feições planares observadas em campo e seções delgadas definem uma trama que permite reconhecer um bandamento composicional e/ou petrográfico denominado de Sn-2 e uma xistosidade bem desenvolvida denominada de foliação Sn e/ou foliação principal.

O bandamento composicional (Sn-2) é milimétrico a métrico e é constituído por variações de porções lepidoblásticas e granoblásticas nos metassedimentos, metaultramáficas e gnaisses; por porções granoblásticas e nematoblásticas nas metamáficas; e pela intercalação, centimétrica a métrica de diferentes litotipos (Foto 5.1, 5.2). O bandamento composicional é interpretado como bandamento tectônico desenvolvido durante a estruturação tectônica da área. Este bandamento é paralelo a uma xistosidade bem desenvolvida denominada de Sn-1, constituída pela orientação de minerais como filossilicatos, grãos de quartzo, feldspato, etc. Esta xistosidade Sn-1 é bem observada, principalmente, na charneira de dobras marcadas por Sn-2 e por uma foliação paralela ao plano axial destas dobras. Nestas charneiras observam-se arcos poligonais de micas, mostrando que esta xistosidade é mais antiga e é dobrada e transposta por uma foliação posterior denominada de foliação principal (Sn). O termo Sn-1 é desta forma aqui utilizado para designar uma foliação (xistosidade bem desenvolvida) paralela ao bandamento composicional Sn-2, anterior a foliação principal (Sn).

A foliação Sn é a principal estrutura planar observada na área. É uma foliação com feições blastomiloníticas, presente nos dois domínios estudados. A foliação Sn é marcada pela orientação dos minerais, normalmente, paralela ao bandamento composicional (xistosidade paralela ao bandamento), feição observada em todos os litotipos, porém com grau diferente de desenvolvimento. Esta foliação é caracterizada pela orientação de filossilicatos (muscovita, biotita, serpentina, talco, clorita, etc.), grãos de quartzo alongados, prismas de epidoto, cristais de hornblenda orientados, trilhas de minerais opacos; cujas tramas minerais definem uma

xistosidade nas rochas, desenvolvida em grau variável. Esta foliação sobrepõe e incorpora feições associadas a foliação Sn-1 e ao bandamento composicional Sn-2.

A relação Sn-2//Sn-1 com Sn é bem observada em locais onde se tem Sn-2//Sn-1 com maior ângulo com a foliação Sn (Foto 5.3, 5.4, 5.5, 5.6). Nestes locais observam-se dobras intrafoliais, recumbentes, apertadas a isoclinais, de dimensões centimétricas a métricas, com planos axiais e flancos paralelos e/ou subparalelos a foliação Sn, resultantes da transposição de Sn-2//Sn-1, e são interpretadas como dobras associadas à evolução desta foliação sendo denominadas de dobras Dn. Nos locais onde não ocorre Sn-2//Sn-1 com maior ângulo em relação a foliação Sn, observa-se apenas uma xistosidade paralela ao bandamento, não sendo possível ver a relação entre as foliações, admite-se, nestes locais, que Sn-2//Sn-1//Sn (Foto 5.7, 5.8).

A foliação Sn, normalmente, está disposta com baixo ângulo de mergulho (mergulho médio menor que 30°), com caimento preferencial para sudoeste e oeste (Figura 5.1). Nos estereogramas a foliação Sn apresenta forte variação decorrente de “ondulações” e/ou dobras abertas de dimensões métricas (Dn+1) observadas em campo.

As medidas de eixo das dobras Dn mostram baixo ângulo de mergulho, com direção preferencial SW-NE, subparalelas a lineação mineral e com menor intensidade direção N-S (Figura 5.1).

As medidas do plano axial das dobras Dn acompanham de modo geral as medidas de Sn. As envoltórias destas dobras apresentam mergulhos médios a altos, para W na porção centro-leste da área e para sudoeste na porção norte da área.

Na região central da área, em uma faixa que passa por Pontalina, com direção aproximada NW-SE, observam-se dobras assimétricas de dimensões métricas, com planos axiais subverticais e flancos transpostos pela foliação principal, sendo que em alguns casos, um dos flancos está disposto paralelamente a foliação. Nesta área aparece um grande lineamento detectável nas imagens de satélite e em fotografias aéreas, onde as medidas de eixos de dobras e de lineação mineral dispõem-se na direção NW-SE, ou seja, com a mesma orientação do lineamento. Esta estrutura pode representar uma zona de cisalhamento pré-Dn ou flanco vertical de dobras pré Dn, sua caracterização não ficou bem clara.

O padrão estrutural identificado na região para ambos os domínios é mostrado na Figura 5.2). A foliação de modo geral apresenta orientação variada, predominando, na região a oeste de Morrinhos a direção N-S a NNE com mergulhos suaves (<40°) para W e WNW. Esta orientação passa para a direção WNW e depois para ENE, acompanhando o contato entre os domínios (Grupo Araxá e Arco Magmático de Goiás) (Figura 5.3).

Foto 5.1 – Bandamento composicional constituído por pequenas lentes de anfibolito (xenólitos) em gnaiss (biotita ortognaiss porfiróide). Afloramento PO-230. Unidade A (Domínio Sul).

Foto 5.2 – Bandamento composicional constituído por variações de porções lepidoblásticas (xistos) e granoblásticas (quartzitos). Afloramento PO-185. Unidade B (Domínio Sul).

Foto 5.3 – Bandamento composicional (Sn-2//Sn-1 constituído por intercalações de veios e/ou lentes de quartzo em quartzo xisto transposto. Afloramento PO-185. Unidade B (Domínio Sul).

Foto 5.4 – Foliação Sn-1 paralela ao contato entre quartzito e xisto (bandamento composicional), dobrado pela foliação Sn (transposição de Sn-2//Sn-1). Afloramento PO-213. Unidade Quartzítica (Domínio Norte – Grupo Araxá).

Foto 5.5 – Foliação Sn-1 paralela ao contato entre quartzito e xisto (bandamento composicional) dobrado (transposição de Sn-2//Sn-1). Afloramento PO-214. Unidade Quartzítica (Domínio Norte – Grupo Araxá).

Foto 5.6 – Foliação Sn-1 (bandamento composicional) dobrado (transposição de Sn-2//Sn-1). Afloramento PO-226. Unidade B (Domínio Sul).

Foto 5.7 – Muscovita-quartzo xisto dobrado. Afloramento PO-189. Unidade B (Domínio Sul).

Foto 5.8 – Xistosidade definida pela relação Sn-2//Sn-1//Sn.

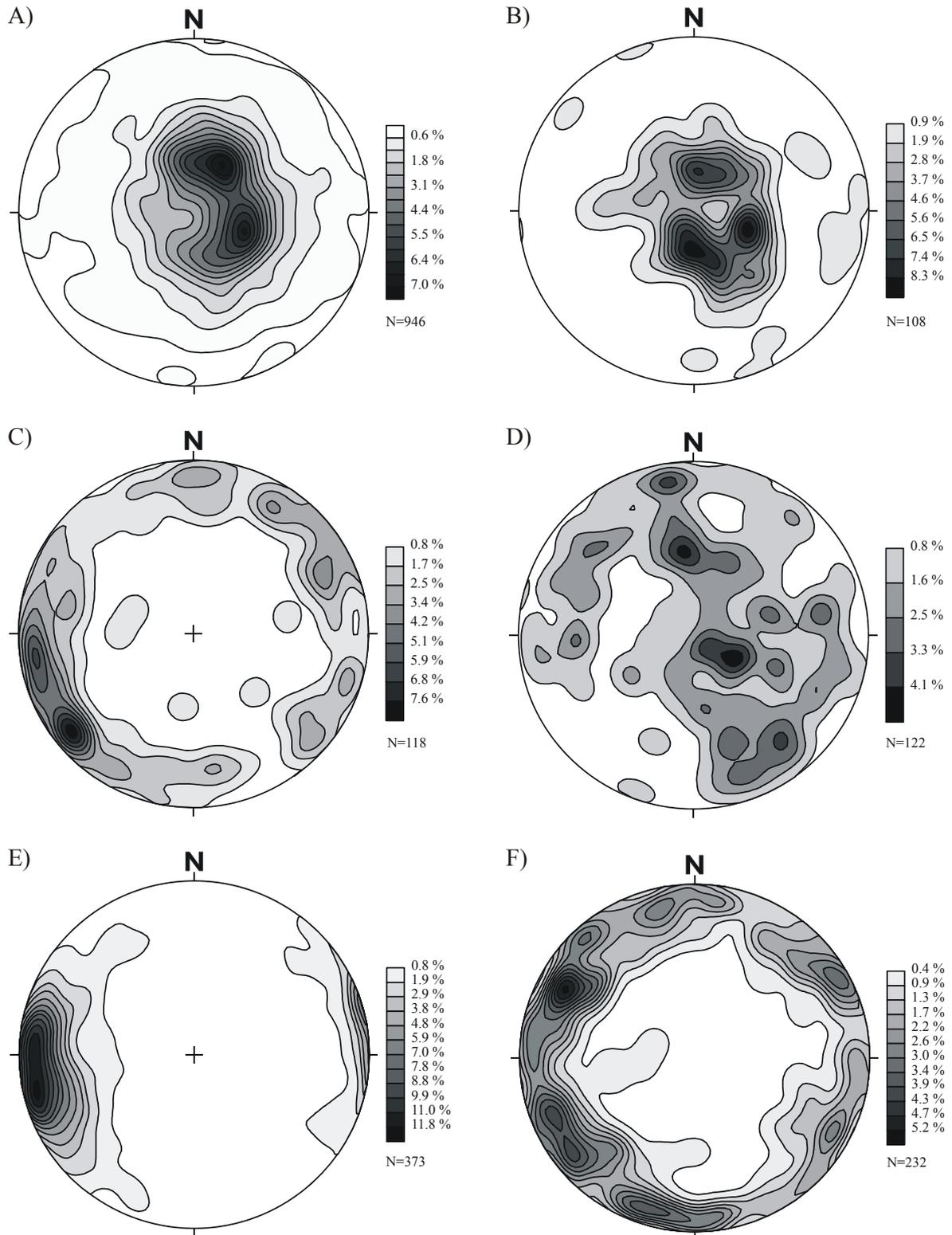


Figura 5.1 – Estereogramas das medidas estruturais obtidas no campo. A) Estereograma de pólos da foliação Sn; B) Estereograma de pólos de planos axiais de dobras Dn, C) Estereograma dos eixos de dobras Dn, D) Estereograma do bandamento, E) Estereograma da lineação mineral e/ou de estiramento, F) Estereograma da lineação de intersecção de Sn com Sn-1 (=Sn-2//Sn-1).

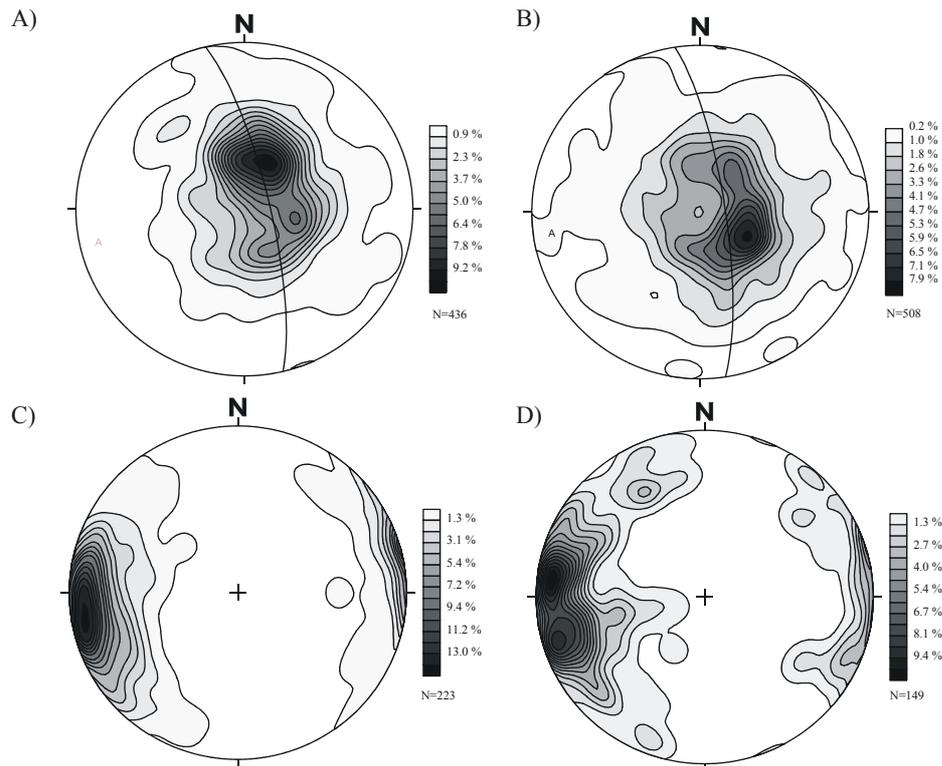


Figura 5.2 – Estereogramas mostrando o padrão da foliação e lineação mineral e ou de estiramento entre os dois domínios. A) Estereograma de pólos da foliação S_n do Domínio Norte. B) Estereograma de pólos da foliação S_n do Domínio Sul. C) Estereograma da lineação mineral e ou de estiramento do Domínio Norte. D) Estereograma da lineação mineral e ou de estiramento do Domínio Sul.

Na região a SW de Pontalina, a foliação S_n apresenta uma orientação mais variada. Ao sul, da referida cidade, a direção da foliação S_n é aproximadamente W-E (Figura 5.3) com mergulho suave para N acompanhando a direção do bandamento composicional, que marca a crista das serras. A SE de Pontalina na região do Rio Meia Ponte, a direção da foliação muda de orientação exibindo direção aproximadamente NW-SE, com mergulho de baixo ângulo para W/SW. Nesta região em alguns locais observa-se que a direção da xistosidade mais antiga S_{n-1} ($=S_{n-2}/S_{n-1}$) é, em geral, paralela a foliação S_n , apresentando em alguns locais mergulhos mais íngreme, mergulhando na mesma direção que a foliação S_n . A foliação S_{n-1} parece marcar uma estrutura sinformal pré - $D_n(?)$, porém, a caracterização desta estrutura não é muito clara, uma vez que a transposição da foliação S_n torna difícil o seu reconhecimento. Além disso, a foliação S_n também parece marcar uma estrutura sinformal, com mergulho semelhante a S_{n-1} , muito provavelmente resultante de amoldamento/acomodação da foliação S_n em estrutura pré-existente.

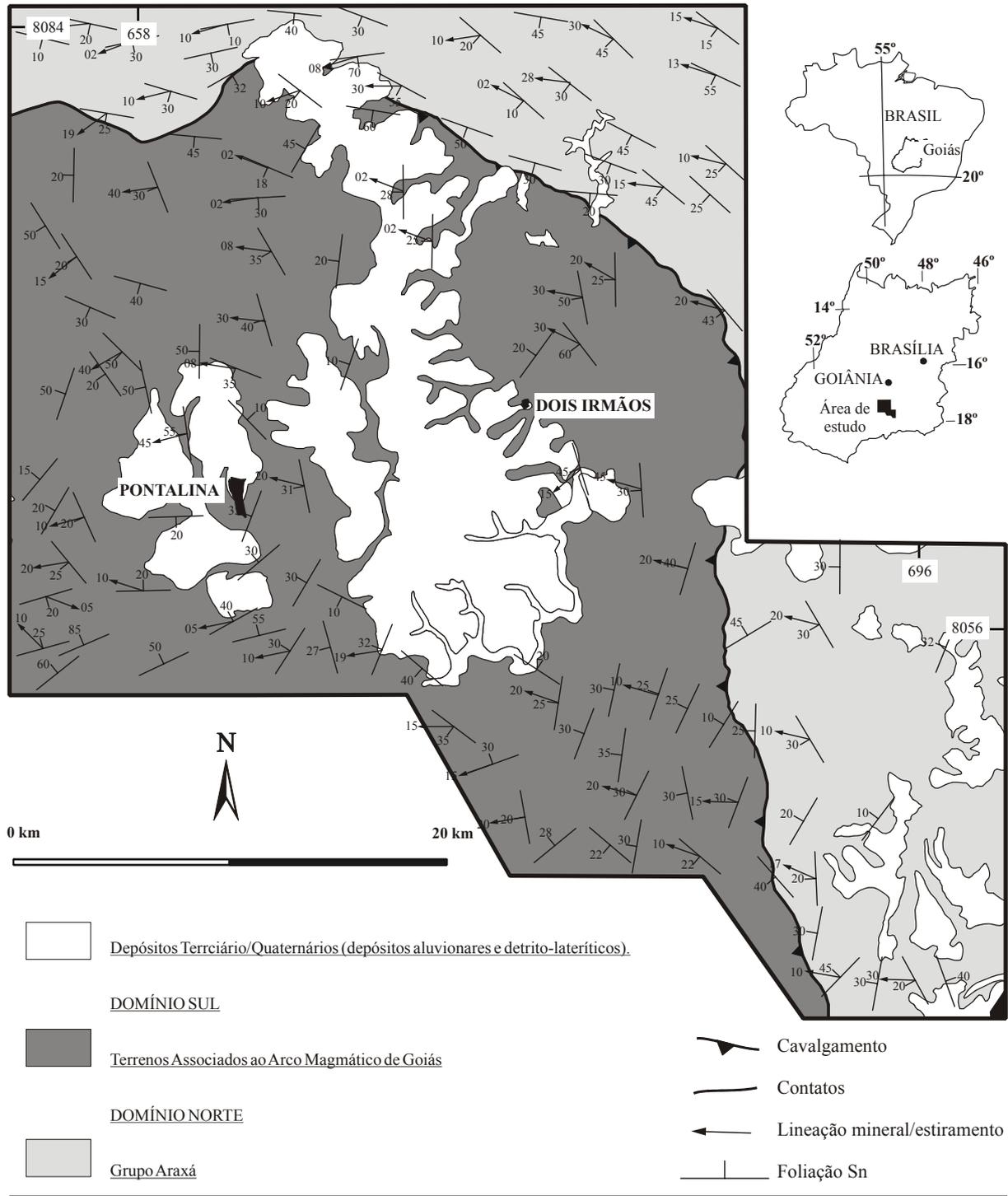


Figura 5.3 – Mapa geológico simplificado da área de estudo mostrando a variação na direção da foliação principal (Sn) e da lineação mineral e ou de estiramento nos domínios Norte e Sul.

Tal feição (estrutura pré-Dn) também é observada no Grupo Araxá, ao longo do alinhamento das Serras do Paraíso e Potreiro, mega estrutura que constitui o flanco sul de um antifórme. Esta estrutura é bem marcada pelos quartzitos que compõem a Unidade Quartzítica

do Grupo Araxá, apresentando na região da Serra do Paraíso e Potreiro (norte da área) direção geral E-W. A caracterização desta estrutura é dificultada pela total transposição da foliação Sn-2//Sn-1 e pelo fato de que a foliação Sn também define uma estrutura antiformal, porém com mergulho mais suave em relação a estrutura definida por Sn-1 (fato já ressaltado por SIMÕES, 2005). A acomodação da foliação pode ser observada, pela variação da direção desta, que de W para E, mergulha para SW, SE e SW acompanhando a geometria definida pela direção da foliação Sn-1 que é paralela a direção das serras. Tais estruturas pré-Dn (ou parte dessas estruturas) também pode ser observada nos lineamentos geomorfológicos E-W observados a sul de Pontalina, onde aparentemente, constituem parte de uma estrutura sinformal. Neste local em especial, a obliteração das estruturas primárias e a falta de afloramentos não permitiu a sua caracterização, necessitando um mapeamento em maior escala. A variação observada na direção dos eixos de dobras, na direção de Sn-1 e Sn é interpretada como resultado de transposição/acomodação de estruturas pré-Dn. Estas estruturas são observadas em escala macroscópica, e constitui lineamentos geomorfológicos e dobras kilométricas com flancos paralelos a direção da foliação Sn-1. Esta estruturação pré-Dn é pouco compreendida até o momento, já que a transposição da foliação Sn tende a paralelizar as estruturas pré-existentes.

Microscopicamente a foliação Sn é em geral paralela a Sn-1, e é marcada por laminação milimétrica a submilimétrica, pela orientação dos minerais e pela disposição de delgadas lentes de espessura milimétricas a submilimétricas, dispostas paralelamente a laminação e trama mineral (Fotomicrografia 5.1 e 5.2). A foliação Sn-1 é marcada, microscopicamente, pelo bandamento milimétrico paralelo a uma xistosidade dobrada pela foliação Sn (foliação de transposição). Nas charneiras destas dobras Dn se observam arcos poligonais de micas, mostrando a existência de uma xistosidade mais antiga (Fotomicrografia 5.3, 5.4 e 5.5). Estas dobras apresentam planos axiais paralelos a subparalelos à xistosidade Sn. Em alguns porfiroblastos de granada e hornblenda também se observam evidências desta foliação, marcada por trilhas de inclusões retas e curvas (foliação interna Si), que não apresenta continuidade com a foliação externa, evidenciando uma foliação anterior (pré-Dn) à xistosidade Sn (Fotomicrografia 5.6).

Mais raramente, observam-se dobras suaves na xistosidade e bandamento Sn com planos axiais verticais a subverticais, eixos de baixo ângulo de mergulho com direção NE-SW e localmente com direção NW-SE e planos de fraturas espaçadas centimétrica a milimetricamente e micro falhas (observadas em lâminas e em algumas amostras de mão), onde aparecem cristais de epidoto e sericita orientados paralelamente a esses planos. Essas

estruturas são associadas a deformações pós-Dn (D_{n+1} e D_{n+2} ?); a falta de afloramentos com essas estruturas não permitiu entender a natureza e relação estrutural das mesmas.

A principal lineação observada é a mineral e/ou de estiramento, com direção preferencial WSW-ENE, e baixo ângulo de caimento, marcada pela orientação de filossilicatos, cristais de quartzo alongados, trilhas de opacos, agregados fusiformes de feldspatos e/ou quartzo e trilhas de fragmentação dos minerais mais competentes. Os estereogramas da lineação mineral e/ou de estiramento mostram atitudes idênticas para ambos os domínios estudados. Variações locais, como por exemplo, a NW de Pontalina, onde a lineação mineral e/ou de estiramento apresenta direção NW-SE, paralela a direção do bandamento ali observado, são interpretadas como “reflexos” de estruturas pré-Dn observadas, localmente, na região de estudo. Também é observada na região de Mairipotaba – Cromínia, onde a lineação apresenta de oeste para leste, direção SW/NE passando para NW/SE (Figura 5.3). A lineação de intersecção (entre S_n e S_{n-1}) é sub paralela a lineação mineral (e aos eixos de dobras D_n).

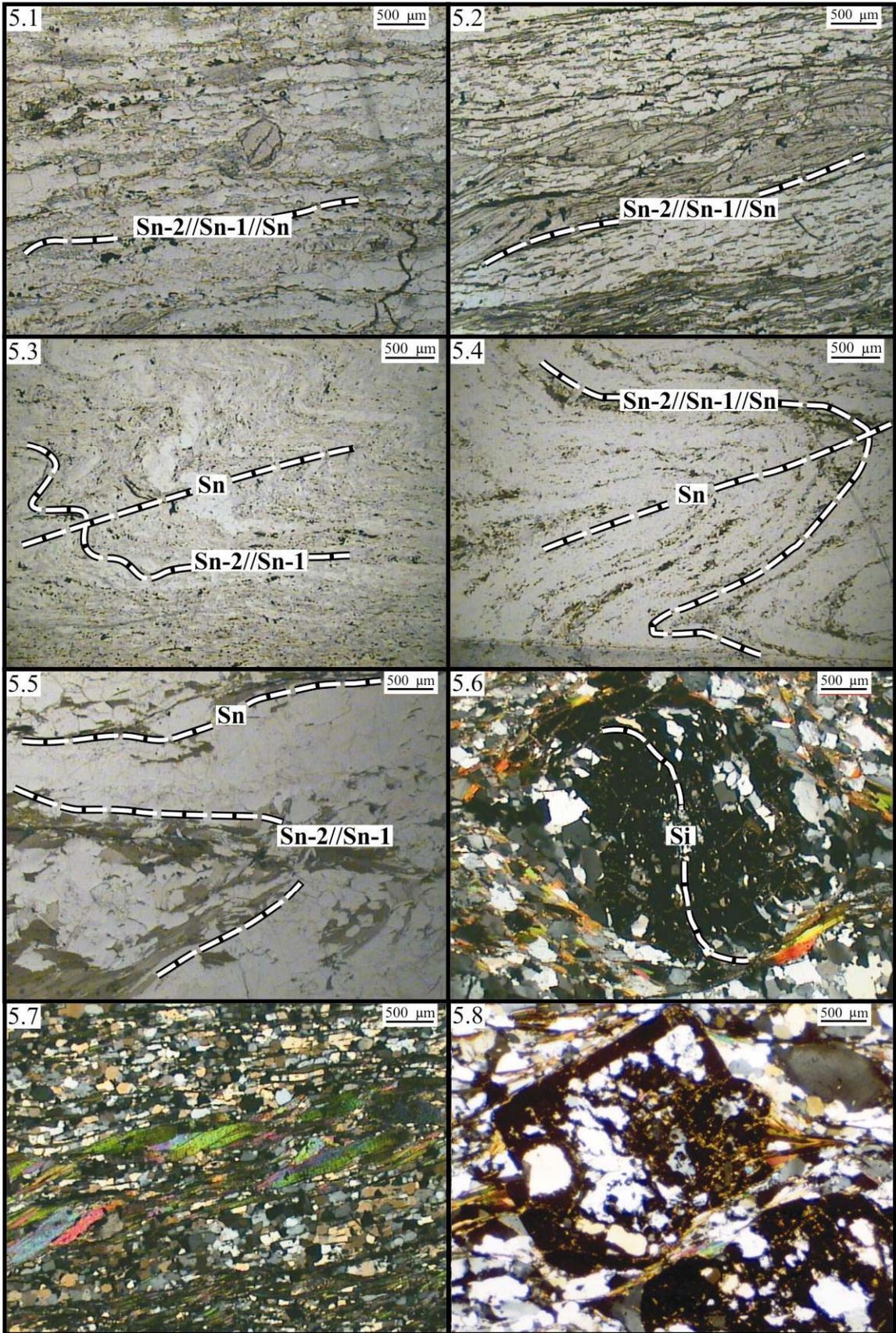
Em vários locais, na superfície da foliação principal (S_n), observa-se o arqueamento da lineação de estiramento, chegando a configurar dobras abertas a fechadas, onde os flancos tendem a se paralelisarem ao padrão geral da lineação de estiramento e/ou mineral.

Os indicadores cinemáticos macroscópicos mais comuns observados no campo são porfiroblastos de granada, porfiroblastos/porfiroclastos de feldspato, lentes de quartzo sigmoidais, foliação “SS” e “SC”. Os porfiroblastos de granada são euedrais a anedrais, apresentam dimensões médias de 0,5 a 0,8 mm, sendo mais comuns no Domínio Norte, mostram sombras de pressão assimétricas constituídas por micas e quartzo. Os porfiroclastos de feldspato (potássico e plagioclásio) são mais comuns no Domínio Sul, e são normalmente do tipo σ e mais raramente δ , apresentam dimensões variadas (em alguns locais chegam a 2 cm). Lentes sigmoidais constituídas por agregados de quartzo também são comuns nas duas unidades, apresentam dimensões milimétricas a decamétricas.

Microscopicamente, os indicadores cinemáticos mais comuns são: assimetria dos limites dos cristais de quartzo; as foliações “SS” e “SC”; porfiroblastos (de granada) e porfiroclastos (de feldspatos e anfíbólio), com caudas assimétricas constituídas por franjas e sombras de pressão; por porfiroblastos de micas tipo “mica *fish*” e; por agregados de cristais com formas sigmoidais (Fotomicrografia 5.7 e 5.8). Esses indicadores cinemáticos evidenciam transporte de W para E, idêntico para todas as unidades.

A foliação S_n está associada à principal fase de deformação (D_n), de caráter dúctil (caracterizada pela recristalização e orientação do quartzo e micas), que gerou dobras e

crenulações, que afetam a foliação Sn-1, com eixos, no geral, paralelos e/ou subparalelos a lineação mineral e/ou de estiramento. Os indicadores cinemáticos evidenciam a atuação de deformação não coaxial, durante o desenvolvimento da foliação principal associado a transporte de oeste para leste.



Fotomicrografia 5.1 – Xistosidade paralela à foliação Sn (Sn-2//Sn-1//Sn). Epidoto-muscovita gnaiss. Nicóis descruzados aumento 2,5x. Lâmina ME-86 (Domínio Sul).

Fotomicrografia 5.2 – Bandamento composicional paralela à xistosidade. Nicóis descruzados aumento 2,5x. Lâmina PO-32 (Grupo Araxá).

Fotomicrografia 5.3 – Dobras Dn. Bandamento composicional milimétrico dobrado, a dobra apresenta flancos paralelos à foliação Sn (Sn-2//Sn-1//Sn). Nicóis cruzados aumento 2,5x. Lâmina ME-26 (Domínio Norte).

Fotomicrografia 5.4 – Bandamento composicional dobrado pela foliação Sn. Nicóis descruzados aumento 2,5x. Lâmina PO-146.

Fotomicrografia 5.5 – Bandamento composicional dobrado pela foliação Sn que rompe parte da linha de charneira da dobra. Nicóis descruzados, aumento 2,5x. Lâmina PO-153.

Fotomicrografia 5.6 – Porfiroblasto de granada exibindo foliação interna (Si) oblíqua a foliação Sn. Nicóis cruzados, aumento 2,5x. Lâmina PO-108.

Fotomicrografia 5.7 – Agregados de micas (muscovita) sigmoidais que indicam sentido de transporte de topo de W. Nicóis cruzados, aumento 2,5x. Lâmina PO-32.

Fotomicrografia 5.8 – Granada-muscovita-biotita xisto na qual ocorrem porfiroblastos de granada com sombras de pressão assimétricas que indicam sentido de transporte de topo de W para L. Nicóis cruzados, aumento 2,5x. Lâmina ED-1-48.

CAPÍTULO VI

6 – METAMORFISMO E QUÍMICA MINERAL

Como descrito nos capítulos 4 e 5, a área de estudo é constituída por uma grande variedade de rochas, sendo preferencialmente compostas por rochas metassedimentares (pelíticos a psamíticos), metamáficas, metaultramáficas e litotipos quartzo-feldspáticos (para e orto gnaisses e granitos).

Neste capítulo estão descritas as principais associações metamórficas dos diferentes tipos de rochas, bem como as transformações ocorridas no tempo. A evolução metamórfica da região, aqui apresentada, está baseada em dados de campo aliados as análises petrográficas, microestruturais e de química mineral.

O resultado das análises de química mineral e as fórmulas estruturais dos minerais são mostrados no Anexo II (Tabela I). A partir dos valores dos óxidos obtidos na microsonda, os valores dos cátions foram calculados e foram classificados utilizando-se o programa THERMOCALC (POWELL; HOLLAND, 1994) e MINPET versão 2.02 (RICHARD, 1995).

6.1.1 – Metamorfismo no Domínio Norte (Grupo Araxá)

O domínio Norte é caracterizado essencialmente por rochas pelíticas (xistos e gnaisses) e psamíticas (quartzitos, quartzo xistos), com algumas ocorrências de rochas metamáficas, metaultramáficas e granitos sin-tectônicos.

Nas rochas psamíticas as principais associações minerais observadas foram:

- quartzo + plagioclásio + muscovita + biotita
- quartzo + plagioclásio + muscovita + biotita + epidoto
- quartzo + plagioclásio + muscovita + biotita + granada (com ou sem cianita e rutilo)

Nas rochas pelíticas desta unidade as principais associações minerais observadas foram:

- quartzo+muscovita+granada+biotita+plagioclásio+epidoto
- quartzo+muscovita+granada+biotita+plagioclásio+epidoto+hornblenda
- quartzo+muscovita+granada+biotita+plagioclásio
- quartzo+muscovita+granada+biotita+plagioclásio+hornblenda

Rutilo e ilmenita são as fases óxidos presentes. Cianita e mais raramente estauroлита podem ocorrer constituindo associações minerais do tipo:

- quartzo+muscovita+granada+biotita+plagioclásio+cianita

- quartzo+muscovita+granada+biotita+plagioclásio+cianita+epidoto+hornblenda
- quartzo+muscovita+granada+biotita+plagioclásio+cianita+ hornblenda
- quartzo+muscovita+granada+biotita+plagioclásio+cianita+ hornblenda+estauroлита

A sillimanita (fibrolita) foi observada em uma amostra, junto à borda de granada que ocorre associada a quartzo, estauroлита, cianita, muscovita, biotita e epidoto.

Essas associações minerais observadas são típicas da fácies anfíbolito, zona da cianita - estauroлита, sugerindo um gradiente de pressão superior ao barroviano típico. A pressão indicada pela presença de epidoto + plagioclásio + granada + anfíbólio (hornblenda) + muscovita + biotita + cianita, em associação com a presença de fundidos graníticos oriundos de metassedimentos grauvaqueanos, sem a presença de sillimanita no auge metamórfico, são indicativas de gradiente de pressão mais elevadas do que o barroviano. Adicionalmente a presença de rutilo junto a cianita-granada xistos indica condições de pressão mais elevada, em um intervalo entre 550 a 650°C (intervalo definido pela presença de estauroлита) e pressões superiores a 5 kbar (YARDLEY, 1989).

Oito amostras de rochas pelíticas e uma amostra de anfíbolito associadas ao Grupo Araxá foram selecionadas para análise de sua mineralogia por microsonda eletrônica. A Figura 6.1 mostra a localização das amostras analisadas e a Tabela 6.1 os minerais analisados, de rochas do Domínio Norte (Grupo Araxá) e do Domínio Sul.

Tabela 6.1 – Minerais analisados por microsonda eletrônica

Amostra	Anfíbólio	Biotita	Epidoto	Estauroлита	Feldspato	Granada	Muscovita
Grupo Araxá (Domínio Norte)							
MA-1-34	X	X	X		X	X	X
MA-1-38		X			X	X	X
MA-1-37		X		X	X	X	X
MA-2-25	X	X	X		X	X	X
MA-2-50		X			X	X	X
MA-2-51B	X	X	X		X	X	X
MA-3-22	X	X			X	X	X
SG-6		X			X	X	X
SG-153*	X		X		X	X	
Domínio Sul							
ME-48*	X		X		X		X
ME-1-61	X				X		X
ME-111		X			X		
PO-101	X	X			X	X	X
PO-130		X			X	X	X
PO-83*	X				X		
PO-100B*	X				X	X	
SG-155*	X				X	X	

* metamáficas

Os porfiroblastos de granada apresentam perfil composicional com zonação discreta, predominando a molécula da almandina (alm₆₁₋₇₅), seguida por piropo (prp₀₅₋₁₇), grossulária

(grs₀₃₋₁₇) e espessartita (sps₀₁₋₁₅). A fraca zonação química é definida por leve aumento de Fe e Mg em direção às bordas e empobrecimento de Mn e Ca. A exceção da amostra MA-2-25, que exibe um zoneamento composicional acentuado mostrando um padrão em forma de sino, em relação à molécula de grossulária (Figura 6.2).

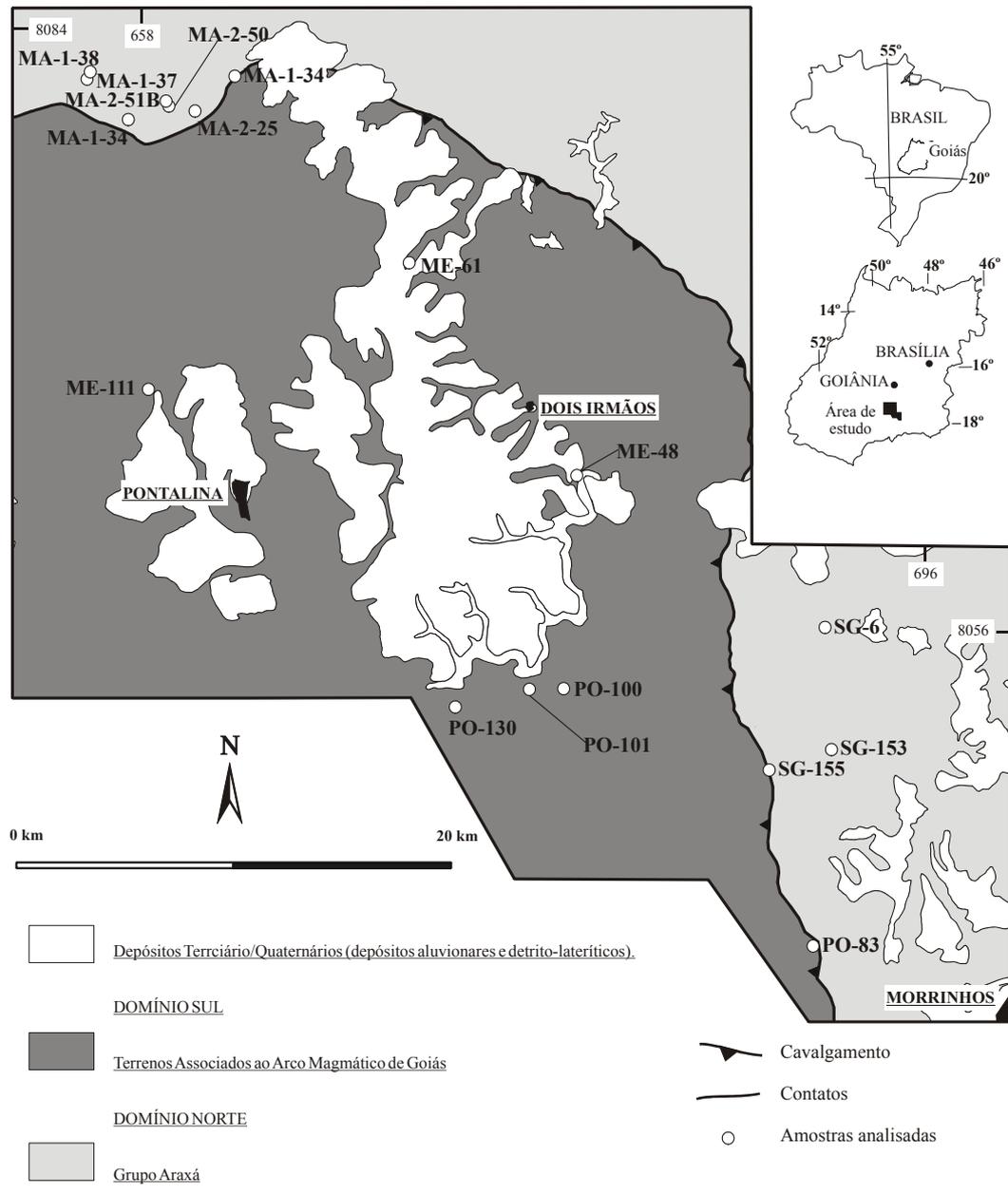


Figura 6. 1 – Mapa geológico esquemático mostrando a localização das amostras analisadas

Os cristais de plagioclásio, analisados apresentam composição variando entre albita a andesina (an₅₋₄₆), tanto na borda como no núcleo dos cristais analisados, predominando a composições entre oligoclásio a andesina, sem que ocorra zonação química concêntrica nos

grãos, mas ocorrendo porções de composição diferente (Figura 6.3). A albita ocorre em algumas bordas de plagioclásios, com exceção da amostra MA-1-38 a onde a albita predomina na borda e no núcleo.

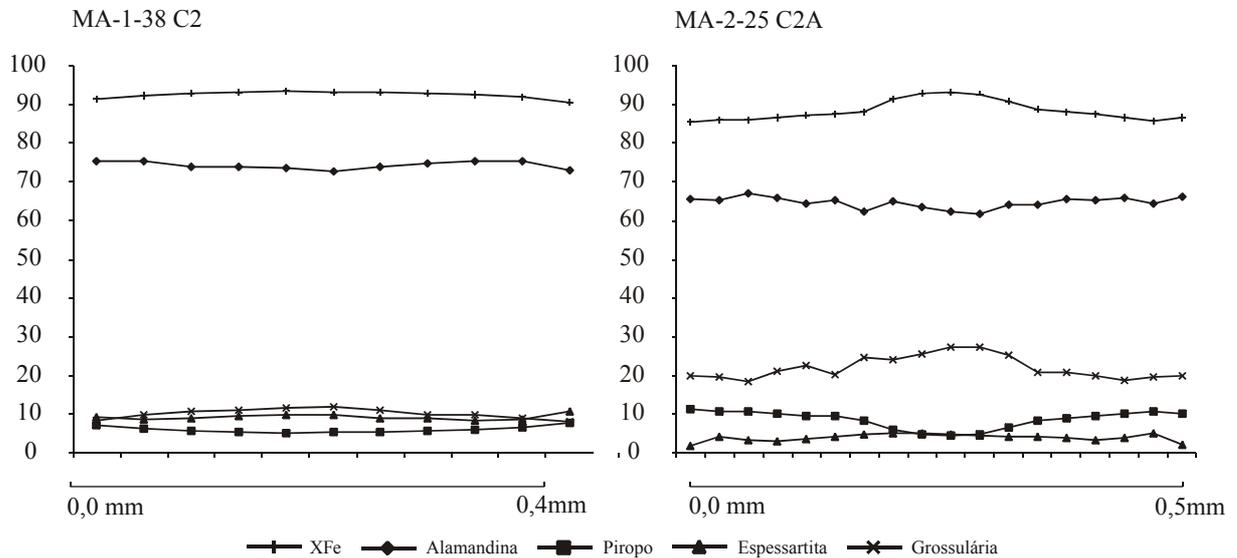


Figura 6.2 – Exemplos do padrão de distribuição de proporções moleculares em granadas do Grupo Araxá (Domínio Norte).

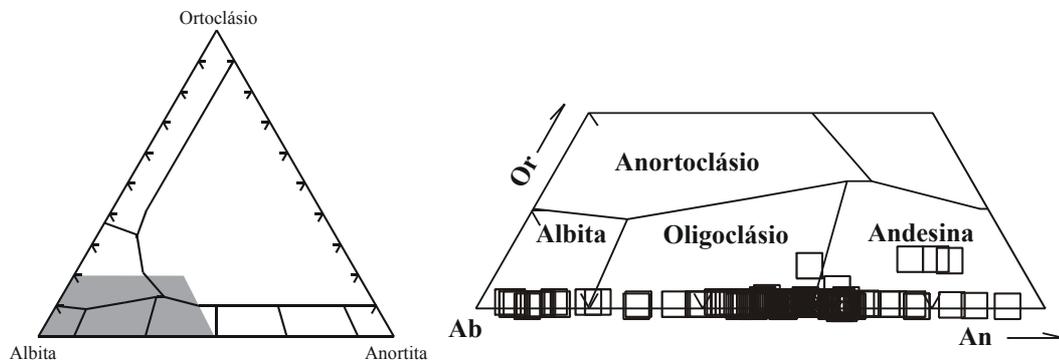


Figura 6.3 – Diagrama triangular para classificação de feldspatos para rochas do Domínio Norte (Grupo Araxá)

Os cristais de anfibólio analisados apresentam composição cálcica e são classificados predominantemente como magnésio-hastingsita a ferro-pargasita, e subordinadamente como tschermakita (Figura 6.4).

A biotita analisada mostra solução sólida dominada pelos membros finais flogopita, próximo ao campo da annita e eastonita, com X_{Mg} entre 0,40 e 0,60 e exibindo pouca variação

no conteúdo de Al^{IV} . Apenas as análises da amostra MA-1-38 caem no campo da annita, mostrando X_{Mg} entre 0,41 a 0,43 (Figura 6.5).

Cristais de mica branca apresentam razão Al^{IV}/Al^{VI} 0,4 a 0,93, razão X_{Mg} 0,3 a 0,6, e relação Si/Al variando entre 3,018 a 4,138 podendo ser classificada como fengita.

A estaurólita exibe baixos conteúdos em Ti (0,1 a 1,3%) e em Mg (0,80 a 1,0%) apresentando razão XFe (variando entre 0,77 a 0,80%).

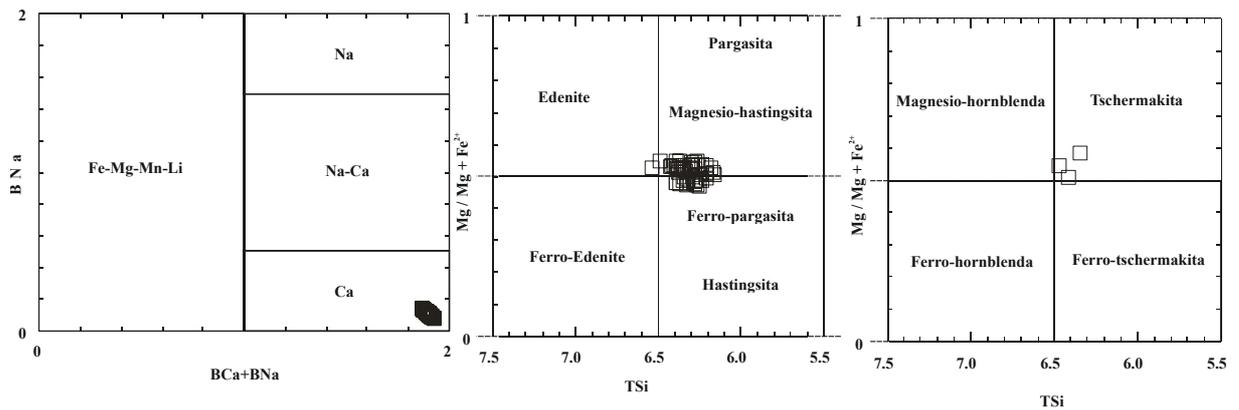


Figura 6.4 – Diagrama de classificação dos anfíbios analisados (Diagrama simplificado de Leake et al. 1997).

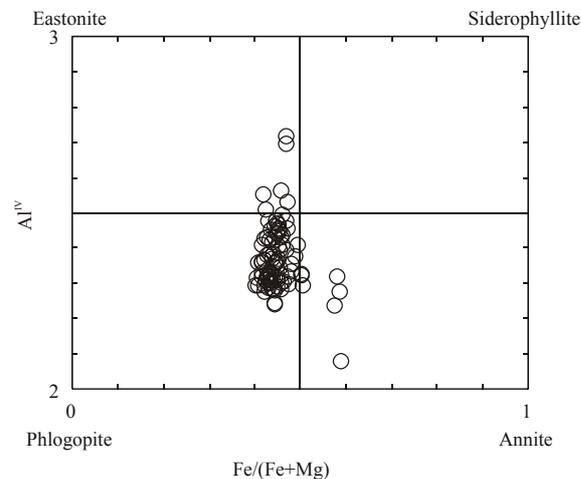


Figura 6.5 – Diagrama de classificação de biotitas de rochas do Domínio Norte (Grupo Araxá).

Nas rochas metamáficas (anfíbolitos) as associações minerais relacionadas ao ápice metamórfico são:

- plagioclásio (oligoclásio/andesina) + hornblenda/(cummingtonita) + rutilo
- plagioclásio (oligoclásio/andesina) + hornblenda/(cummingtonita) + granada

sendo o rutilo e a ilmenita os principais óxidos associados, quartzo e epidoto também ocorrem associados. Essas associações minerais são típicas da fácies anfibolito

As associações minerais relacionadas ao auge do metamorfismo observadas nas rochas metamáficas são típicas da fácies anfibolito, e são equivalente a zona da estauroлита – cianita observada nas rochas pelíticas.

Estas associações mostram que pelo menos em termos de minerais índices, as rochas metamáficas foram submetidas a condições metamórficas com temperaturas mínimas entre 550°C a 650°C e pressões superiores a 5 kbar.

Uma amostra de granada anfibolito (amostra SG-153), litotipo que ocorre intercalado em granada-muscovita-biotita gnaiss, que transiciona para granada-muscovita-biotita xisto feldspático, desta unidade foi analisada por microsonda eletrônica.

A granada analisada apresenta composição com o predomínio das moléculas de almandina (alm_{45-48}) e grossulária (sps_{38-41}), seguido da molécula de piropo ($prp_{6,9-8,6}$) e espessartita ($sps_{4,2-5,3}$), não mostrando zoneamento composicional, apenas fraca variação composicional (Figura 6.6)

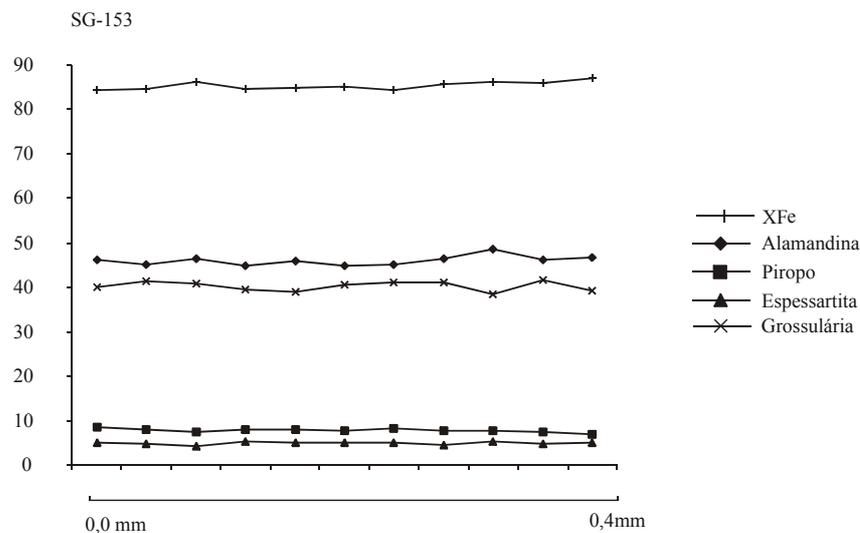


Figura 6.6 – Perfil composicional de granada de rocha metamáfica do Domínio Norte (Grupo Araxá)

Os cristais de anfibólio analisado apresentam composição cálcica, e são classificados predominantemente como tschermakita, e subordinadamente como magnésio-hornblenda (Figura 6.7).

O plagioclásio analisado (amostra SG-153) apresenta composição que varia de oligoclásio a bytownita (an_{30-81}) predominando composições entre labradorita e andesina (Figura 6.8). A grande variação na composição dos plagioclásios pode representar um

reequilíbrio acentuado na composição original desta rocha, resultantes de variação química dos protólitos e, principalmente, de variações nas condições metamórficas, sistema mais fechado ou mais aberto e história retrometamórfica.

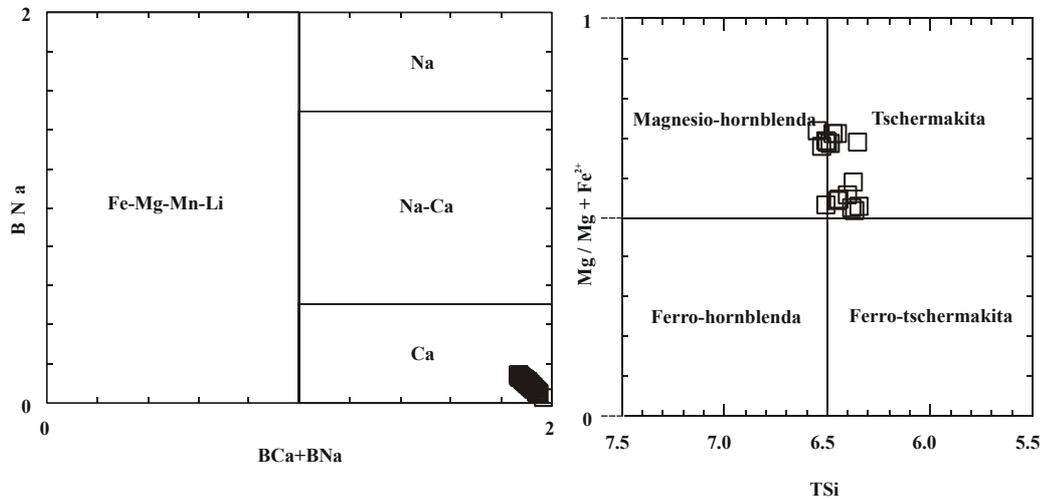


Figura 6.7 – Diagrama de classificação de anfibólio da amostra SG-153 do Domínio Norte (Grupo Araxá).

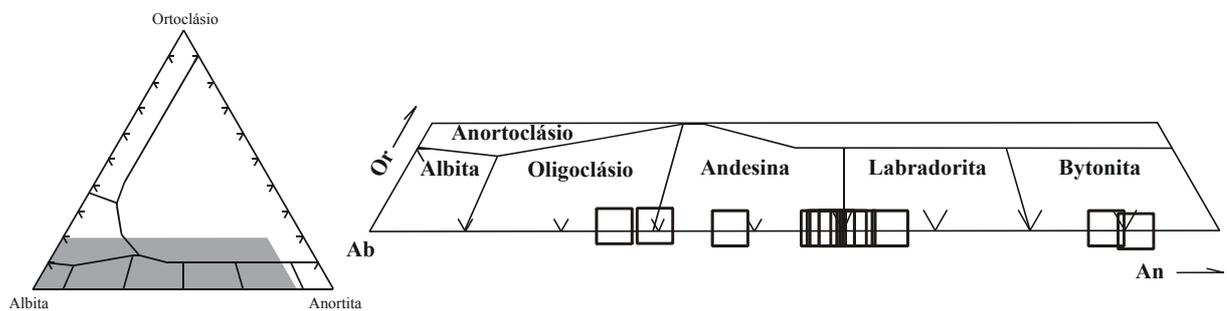


Figura 6.8 – Diagrama triangular para classificação de feldspatos para amostra SG-153 do Domínio Norte (Grupo Araxá)

Nas rochas metaultramáficas predominam associações minerais típicas da fácies xisto verde, constituídas por serpentina com talco e clorita associados, embora a natureza dessas rochas possibilitem geração de clorita na fácies anfíbolito. Magnetita e ilmenita são os óxidos mais comuns, em alguns locais pode ocorrer rutilo. Muito raramente, são observados restos de olivina e pseudomorfos (olivina e piroxênios), no geral, observa-se apenas o produto da destruição total da mineralogia e das texturas primárias, restando associações minerais e paragêneses típicas da fácies xisto verde geradas sob condições estáticas e, às vezes, dinâmicas.

As paragêneses e associações minerais encontradas nas rochas metaultramáficas são correlacionáveis às observadas nas rochas encaixantes, catalisadas pela deformação progressiva, que ocorreu em condições de diminuição de temperatura e principalmente de pressão.

6.1.2 – Metamorfismo no Domínio Sul

No Domínio sul a principal associação mineralógica incluindo os minerais índices relacionados ao metamorfismo principal é constituída por:

-plagioclásio + microclínio + biotita + muscovita,

-plagioclásio + biotita + hornblenda + muscovita

Localmente, pode ocorrer granada e rutilo associados em alguns gnaisses.

Neste domínio apenas uma amostra apresenta associação mineralógica com cianita e esta ocorre associada a plagioclásio + biotita + muscovita + granada + estauroлита + anfibólio (amostra MA-3-37).

Dois amostras de gnaisses contendo granada foram analisadas por microsonda eletrônica (Amostras PO-130 e PO-101). Os porfiroblastos de granada apresentam perfil composicional com zanação discreta; predominando a molécula da almandina (alm_{56-59}) e espessartita (sps_{18-19}) seguida por piropo (prp_{10-13}), grossulária (grs_{02-9}) na amostra PO-101 e predomínio da molécula da almandina (alm_{69-75}) seguida por piropo (prp_{11-17}), grossulária (grs_{02-17}) e espessartita ($sps_{0,3-7}$) na amostra PO-130 (Figura 6.9).

Os cristais de plagioclásio, analisados apresentam composição variando entre albita a andesina (an_{5-46}), tanto na borda como no núcleo dos cristais analisados, predominando composições entre oligoclásio a andesina, sem que ocorra zanação química concêntrica nos grãos, mas ocorrendo porções de composição diferente (Figura 6.10). A albita, normalmente, ocorre em algumas bordas dos cristais de plagioclásios.

Os cristais de anfibólio analisados apresentam composição cálcica, e são classificados predominantemente como magnésio-hastingsita e tschermakita (Figura 6.11). A amostra PO-101 apresenta cristais de anfibólio com zoneamento irregular, predominando na borda composições cálcicas (tschermakita) e no núcleo por composições do Fe-Mg-Mn (cummingtonita).

A biotita analisada mostra solução sólida dominada pelos membros finais flogopita, próximo ao campo das annitas, com razão X_{Mg} variando de 0,4 a 0,6, apresentado pouca variação no conteúdo de Al^{IV} (Figura 6.12).

Cristais de mica branca apresenta razão Al^{IV}/Al^{VI} 0,3 a 0,6, razão $X_{Mg} = 0,49$ a 0,67 e $X_{Fe} = 0,3$ a 0,5, relação Si/Al variando entre 1,1 a 1,4 podendo ser classificada como muscovita.

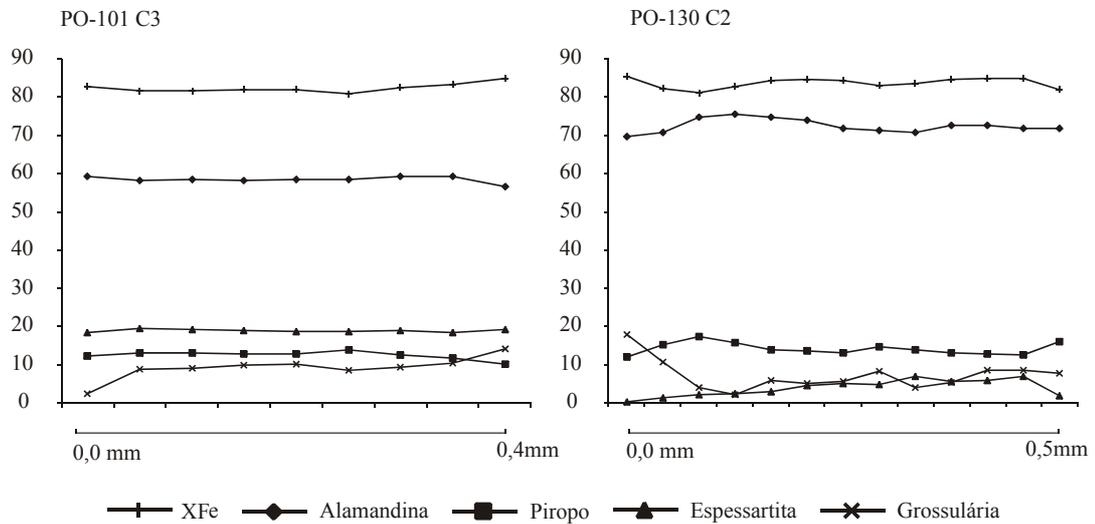


Figura 6.9 – Perfis composicionais de distribuição de proporções moleculares em granadas de gnaisses do Domínio Sul.

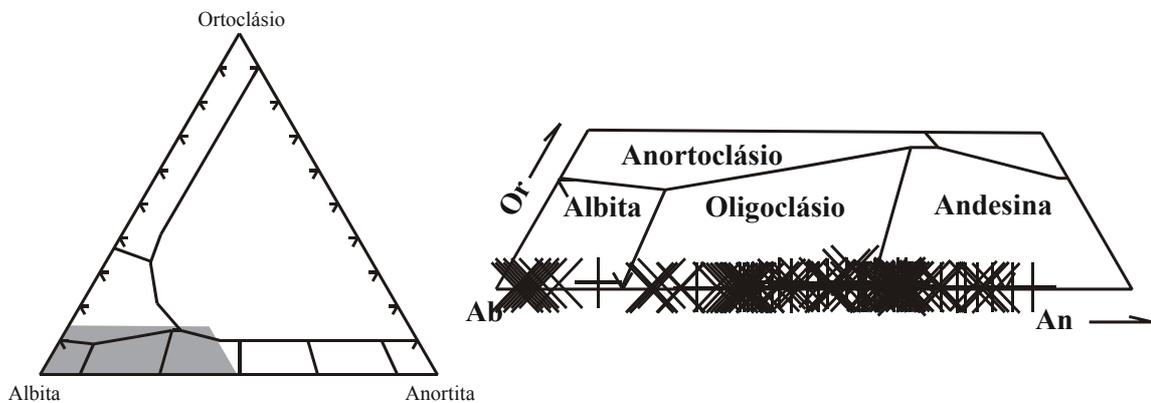


Figura 6.10 – Diagrama triangular para classificação de feldspatos para rochas do Domínio Sul

As metamáficas desta unidade apresentam associações minerais do tipo:

- granada + plagioclásio + hornblenda + rutilo + ilmenita,
- plagioclásio + hornblenda + rutilo + ilmenita.

sendo o rutilo e ilmenita os principais óxidos associados, quartzo e epidoto também ocorrem associados. Essas associações minerais são típicas da fácies anfibolito

As associações minerais relacionadas ao auge do metamorfismo, observadas nas rochas metamáficas são típicas da fácies anfibolito, e são equivalentes a zona da estauroлита –

cianita observada nas rochas pelíticas. Estas associações mostram que, pelo menos em termos de minerais índices, as rochas metamáficas foram submetidas a condições metamórficas com temperaturas mínimas entre 550°C a 650°C e pressões superiores a 5 kbar.

Uma única amostra apresenta a paragênese mineral hornblenda + andesina/labradorita + clinopiroxênio indicando que, localmente condições de temperaturas mais elevadas (fácies anfibolito médio a alto) foram alcançadas.

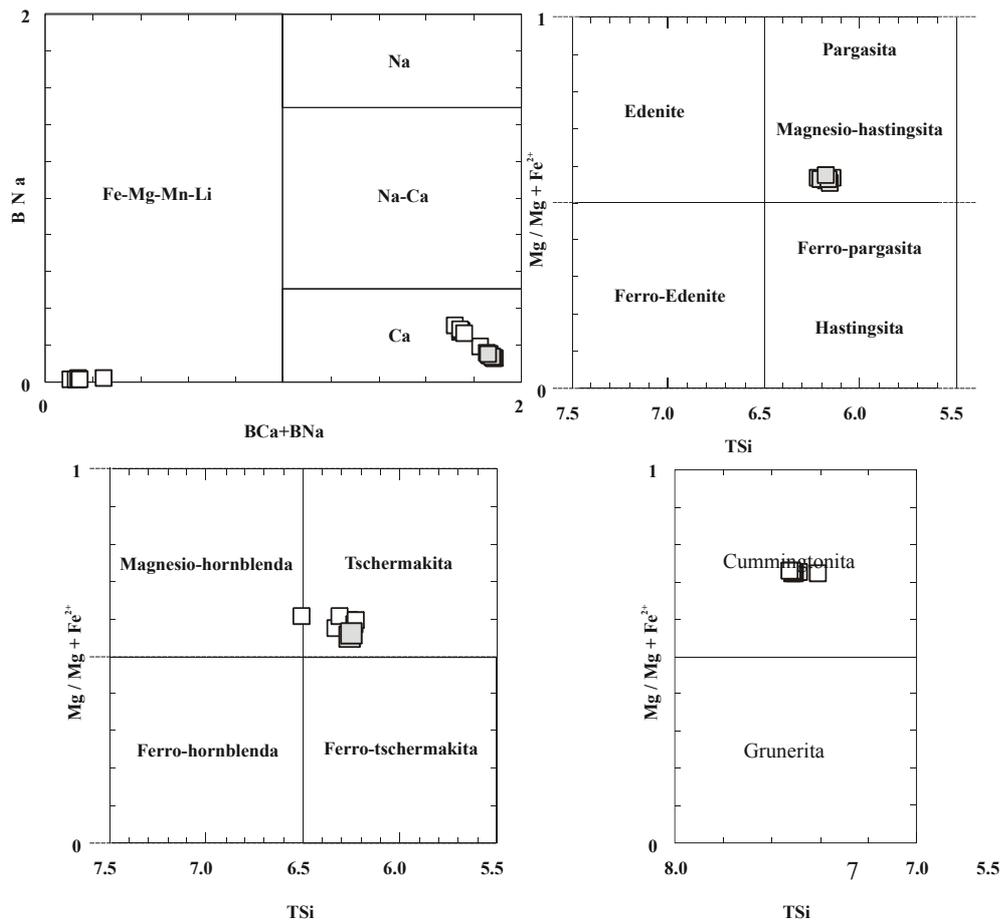


Figura 6.11 – Diagrama de classificação de anfibólios das amostras ME-1-61 (quadrados cinzas) e PO-101 (quadrados brancos).

Quatro amostras de anfibolito foram analisadas por microsonda eletrônica (amostras ME-48, PO-83, PO-100 e SG-155).

Os cristais de anfibólio analisados apresentam composição cálcica, e são classificados predominantemente como magnésio-hornblenda/tschermakita a magnésiohastingsita (Figura 6.13). No caso da amostra PO-100 alguns pontos caem no grupo dos anfibólios Fe-Mg-Mn sendo classificados como cummingtonita, estas composições ocorrem tanto na borda como no

núcleo de cristais analisados, e podem resultar da transformação de ortopiroxênio (Figura 6.13).

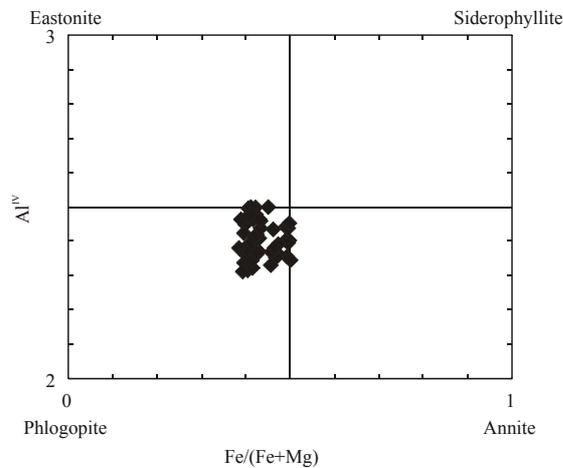


Figura 6.12 – Diagrama de classificação de biotitas de rochas do Domínio Sul.

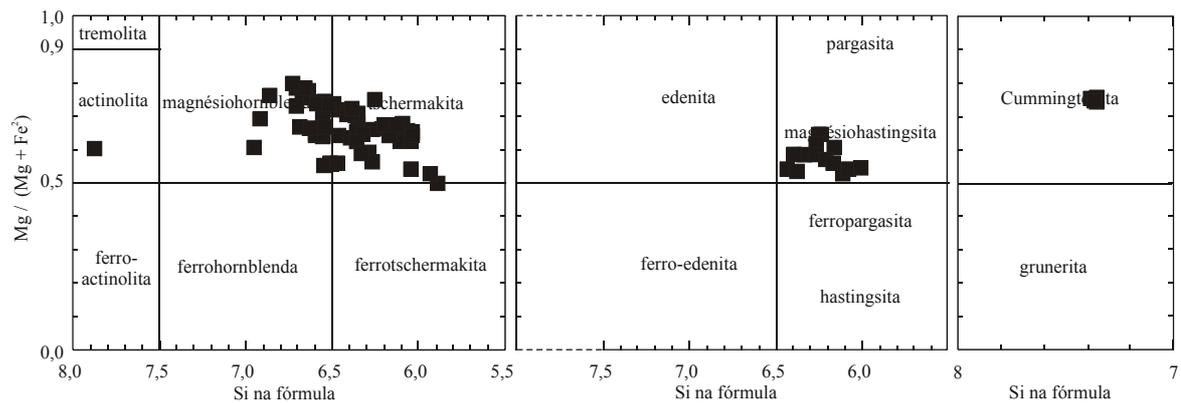


Figura 6.13 – Diagrama de classificação dos anfibólios analisados (Diagrama simplificado de Leake et al. 1997).

Os cristais de plagioclásio analisados apresentam composições que variam de oligoclásio a bytownita (Figura 6.14), predominando as composições de labradorita. A amostra PO-83 é a que apresenta maior variação composicional, variando de oligoclásio a labradorita, tanto na borda como no núcleo, entretanto predominam composições de labradorita na borda dos cristais.

Duas amostras contendo granada (granada anfibolito) foram analisadas (amostra PO-100B e SG-155). Os perfis mostram que predominam composições de moléculas de almandina (alm_{49-69}), seguido da molécula de piropo (prp_{15-28}), grossulária (sps_{6-18}) e

espessartita ($\text{sps}_{0,9-5}$) não mostrando zoneamento composicional, apenas fraca variação composicional (Figura 6.15).

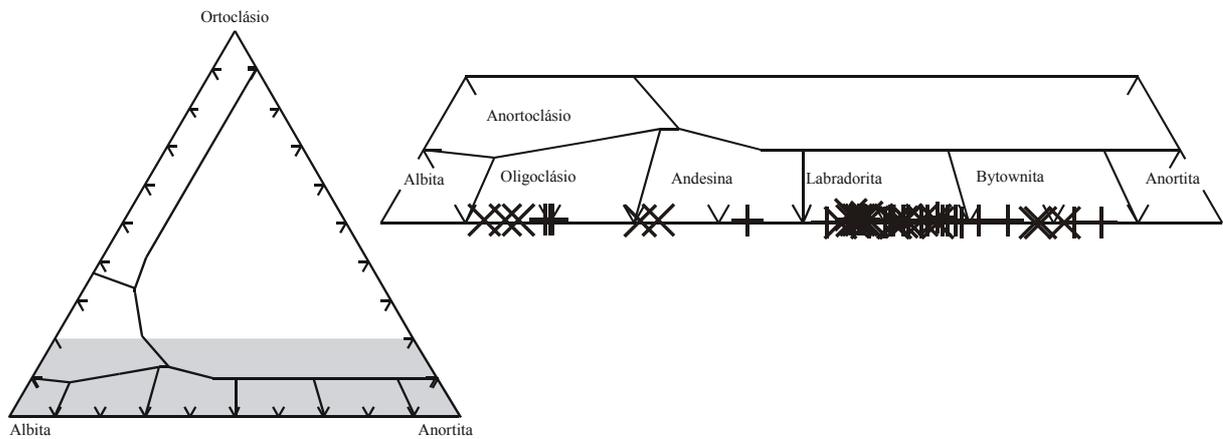


Figura 6.14 – Diagrama triangular para classificação de feldspatos para rochas do Domínio Sul

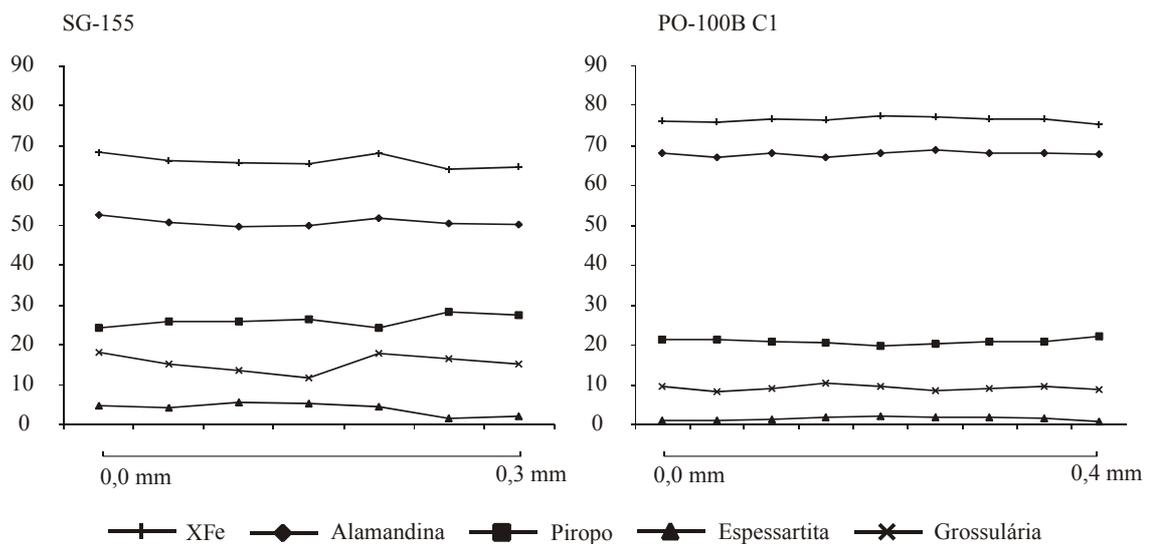


Figura 6.15 – Padrão de distribuição de proporções moleculares em granadas de anfibólitos do Domínio Sul.

O clinopiroxênio foi observado apenas na amostra SG-155 e apresenta composição de diopsídio, sendo que apenas em dois pontos detectou-se deficiência de cálcio, gerando composição compatível com augita (Figura 6.16).

Essas associações minerais são correlacionáveis ao auge metamórfico e ao início do retrometamorfismo dinâmico observado na região, relacionado ao estágio inicial da principal fase deformacional de caráter dúctil (Dn) reconhecida na área (de caráter regional), que permitiu a orientação e recristalização mineralógica, em toda a área estudada. Esse fato é

evidenciado pelo crescimento de granada e hornblenda com “trilhas” de inclusões apresentando padrões retos (inclusões de plagioclásio, epidoto, quartzo, rutilo e ilmenita). Isto evidencia o crescimento cedo- a sin-Dn, ou mesmo pré-Dn, desses minerais.

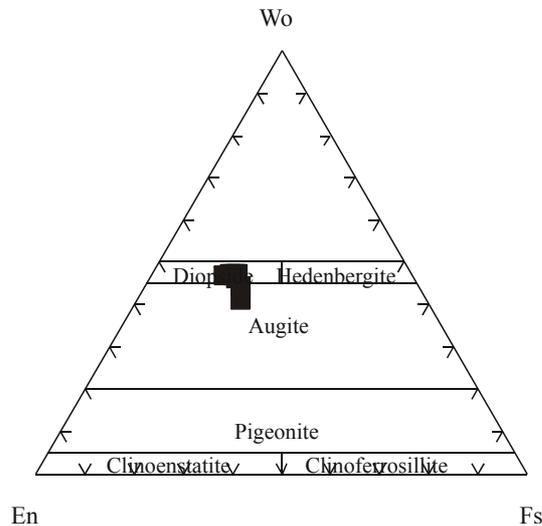


Figura 6.16 – Composição de cristais de piroxênio da amostra SG-155 (Domínio Sul)

Uma segunda associação mineral caracterizada por associações mineralógicas retrometamórficas é observada em toda a área de estudo. Essa associação evidencia uma variação das condições metamórficas da fácies anfibolito para a fácies xisto verde alto a médio.

As associações minerais retrometamórficas, observadas nas unidades, são constituídas por clorita, epidoto, albita, (muscovita?) e sericita e são observadas nos dois domínios estudados. Resultante de reações retrometamórficas do tipo:

- hornblenda castanha \Rightarrow hornblenda verde \Rightarrow actinolita, biotita e clorita (nas metabásicas),
- granada e hornblenda \Rightarrow biotita, clorita (nos metassedimentos e nos gnaisses),
- biotita e rutilo \Rightarrow ilmenita e titanita (nos metassedimentos e nos gnaisses);
- oligoclásio e feldspato potássico \Rightarrow muscovita e epidoto e,
- oligoclásio/andesina \Rightarrow albita, epidoto, muscovita/sericita (metassedimentos e gnaisses);
- biotita \Rightarrow clorita (nos metassedimentos e gnaisses).
- clinopiroxênio \Rightarrow hornblenda

Deve-se, entretanto, ressaltar que o epidoto podem ocorrer na fácies anfíbolito baixo a médio coexistindo com as paragêneses citadas acima, da mesma forma que clinopiroxênio e hornblenda. As reações minerais do tipo cummingtonita \Rightarrow hornblenda \Rightarrow biotita, observada em algumas metamáficas; o aumento da composição de molécula de espessartita nas granadas sem uma queda acentuada nos valores de almandina; formação de ilmenita na borda de rutilo, a formação de hornblenda na borda de clinopiroxênio, indica que ocorreu um reequilíbrio de mais baixa temperatura ainda na fácies anfíbolito.

Esse reequilíbrio retrogressivo, na fácies anfíbolito, aparenta ser contínuo e foi catalisado pela progressão da deformação principal. A albita ocorre normalmente na borda de plagioclásios mais cálcicos e na borda de microclínio esta é considerada como sendo resultado de retrometamorfismo.

Quanto ao epidoto, alguns cristais ocorrem orientados segundo a foliação ocorrendo isoladamente na matriz, enquanto observa-se que nos gnaisses ocorrem cristais euédricos, sub euédricos a anédricos não orientados indicando duas gerações deste mineral. Uma geração pode estar relacionada às condições metamórficas mais elevadas junto à associação principal, em condições de pressão mais alta (fácies epidoto anfíbolito) e a outra ao retrometamorfismo. Estes minerais ocorrem junto a hornblenda, feldspato e granada. As feições petrográficas indicam que parte destes minerais são tardi- Dn, pois ocorrem parcialmente orientados enquanto em algumas porções não apresentam orientação indicando origem pós- Dn.

A está ultima associação mineral é associada uma muscovitização pronunciada observada principalmente nas rochas da Unidade B do Domínio sul, embora também seja observada em rochas da Unidade A, próximo ao contato com a Unidade B, a qual permitiu a cristalização de muscovita sobre feldspatos e a “xistificação” de gnaisses.

Essa associação mineral retrometamórfica é resultante do equilíbrio mineral sin- a tardi-Dn, pois os minerais formados nessa fase se encontram parcialmente orientados. Esse aspecto é evidenciado, principalmente nas unidades do Domínio Sul.

Uma última associação mineral, menos evidente, é correlacionável a um estágio evolutivo tardi- pós-Dn, de natureza estática o qual permitiu a cristalização de sericita sobre muscovita e feldspatos, epidoto não orientados sobre feldspatos e granadas, clorita não orientada sobre granada, biotita e anfíbólio e epidoto e clorita em fraturas.

Cabe ressaltar que esta fase pode ter sido desenvolvida em paralelo com a anterior, posicionando-se nas porções afetadas apenas por fraturamentos nos estágios finais do

desenvolvimento da foliação principal; enquanto que a segunda etapa está associada à deformação dinâmica (zonas de concentração da deformação).

6.2 - GEOTERMOBAROMETRIA

Neste item são apresentados os resultados das estimativas de P e T de sete amostras do Domínio Norte (amostras MA-1-34, MA-1-37, MA-2-25, MA-2-50, MA-2-51B, MA-3-22 e SG-6) e de uma amostra do Domínio Sul (PO-130). Os minerais índices relacionados ao metamorfismo principal foram analisados por microsonda eletrônica (marca Cameca, modelo SX50), no laboratório de Microsonda do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília. Os cálculos das condições de P - T do metamorfismo foram feitos com o programa THERMOCALC (POWELL; HOLLAND, 1994). O THERMOCALC é um programa que utiliza um grande banco de dados termodinâmicos o que torna possível calcular as atividades dos minerais, ou seja, calcular as P e T de uma dada associação mineral utilizando as possíveis interações entre eles, tornando em alguns casos uma melhor determinação dos valores de P e T envolvidas nos processos metamórficos. Todas as soluções sólidas relacionadas ao pico metamórfico foram analisadas. A tabela 6.2 apresenta o resumo das associações minerais observadas e utilizadas no cálculo das condições de P e T .

Tabela 6.2. Associações minerais presentes nas amostras usadas para termobarometria. A localização das amostras é mostrada na Figura 6.1.

Amostras -	MA-1-34	MA-2-25	MA-2-50	MA-2-51	MA-3-22	MA-1-37	SG-6	PO-130
Anfibólio	X	X		X	X			
Biotita	X	X	X	X	X	X	X	X
Cianita						X	X	
Epidoto	X	X		X				X
Estaurolita						X		
Feldspato	X	X	X	X	X	X	X	X
Granada	X	X	X	X	X	X	X	X
Muscovita	X	X	X	X	X	X	X	X
Quartzo	X	X	X	X	X	X	X	X
Sillimanita						X		

As estimativas do pico metamórfico, para as oito amostras listadas acima, foram feitas utilizando-se as composições das bordas dos minerais, adotando para o cálculo os maiores valores de almandina (granadas), de $Mg/Mg+Fe$ (biotitas), de Si nas muscovitas e de anortita (plagioclásios) e a composição mais representativa dos outros minerais presentes.

Na lâmina da amostra MA-1-37, é possível inferir a trajetória P - T da progressão do metamorfismo em virtude da sucessão de inclusões observadas em porfiroblastos de granada, onde do centro para a borda do grão são observadas inclusões de estauroлита, cianita e sillimanita (na forma de fibrolita), que definem a porção progressiva de trajetória P - T horária, típica de cinturões colisionais (ENGLAND; THOMPSON, 1984). Em outra lâmina (MA-2-50), as inclusões de plagioclásio em porfiroblasto de granada indicam evolução de aquecimento semelhante, pois o conteúdo de anortita das inclusões aumenta do núcleo para a borda do porfiroblasto de granada, com valores variando de An₅, bem próximos ao núcleo, aumentando gradativamente até An₁₀ e daí para An₂₀, marcando o hiato de miscibilidade da peristerita, com aumento gradativo até An₃₅ próximo às bordas, que é a composição dos grãos da matriz.

O aparecimento de cianita em associação com anfibólio e a presença desta fase mineral em rochas com evidências de anatexia, sem transformação para sillimanita, sugerem que o ambiente de pressão, pré- a cedo-desenvolvimento da foliação principal, foi superior ao barroviano.

Os resultados dos cálculos das condições de P - T do metamorfismo são mostrados na Tabela 6.3.

Tabela 6.3 - Resultados das condições P e T do metamorfismo calculados com o THERMOCALC

Amostra	T (°C)	P (kbar)
MA-1-34	617±28	10,3±1
MA-1-37	603±25	10,1±0,9
MA-2-50	594±7	9,1±0,2
MA-2-51	610±6	9,9±0,9
MA-3-22	593±20	8,3±0,6
MA-3-37	610±11	8,5±0,7
SG-6	570±19	8,5±0,6
PO-130	629±30	8,6±1,1

Na região de Mairipotaba a temperatura calculada está em torno de 610 °C e pressão de 9,5 kbar, valores compatíveis com o campo de estabilidade da cianita e estauroлита. Na amostra MA-1-37, que apresenta cianita e sillimanita, os cálculos efetuados apresentam melhor resultado estatístico quando cianita é usada, ao invés da sillimanita, o que é compatível com as amostras que não apresentam aluminossilicatos e cujos cálculos produzem condições P - T no campo da cianita.

Isso indica que o auge do metamorfismo ocorreu no campo de estabilidade da cianita e que a sillimanita, observada apenas em uma amostra, cresceu no estágio de decompressão e resfriamento durante a porção regressiva da trajetória $P-T$, percorrida pela rocha na litosfera. Isso indica que mesmo apresentando série de fácies cianita-sillimanita, o gradiente do campo metamórfico do Grupo Araxá não é aquele típico de metamorfismo barrovio, pois o gradiente apresenta razão P/T mais elevada (Figura 6.17).

Baseando-se nas variações na composição química dos minerais é possível afirmar que estes valores representem, na realidade, um reequilíbrio em condições mais brandas do que o auge metamórfico que as rochas foram submetidas, uma vez que por toda a área observa-se evidências de anatexia nos leitos menos refratários, fato que projeta o auge metamórfico para valores acima de 640°C . Outro fato é que as paragêneses que ocorrem nessas amostras abrangem um amplo campo de estabilidade, dificultando uma estimativa mais apurada das condições de metamorfismo reinante no pico metamórfico.

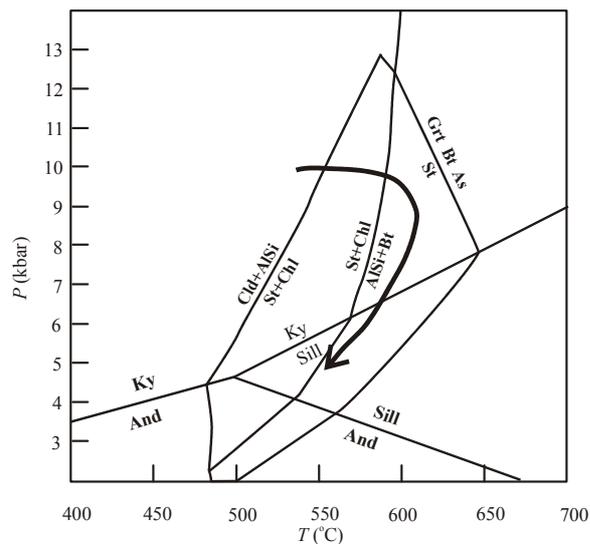


Figura 6.17 – Diagrama $P \times T$ mostrando a trajetória $P - T$ do metamorfismo da área de estudo.

Quatro amostras de rochas metamáficas, sendo três do Domínio Sul (ME-48, PO-83, PO-100B) e uma do Domínio Norte (SG-153), foram tomadas para calcular os valores de temperatura e pressão. Para tal, utilizou-se o programa ESCHER (OTTEN, 1984), usando como geotermômetro os valores de Ti em hornblendas e como geobarômetro os valores de Al em hornblendas. Apesar do fato que o geotermômetro e geobarômetro utilizados serem idealizados para rochas ígneas as temperaturas e pressões obtidas são compatíveis com as associações minerais presentes.

O geotermômetro indicou temperaturas que variam de 550°C a 700°C, com predomínio de temperaturas na ordem de 570 a 630 °C (Figura 6.18). As pressões calculadas pelo geobarômetro (BLUNDY; HOLLAND, 1990) se mostraram muito variadas (3 kbar a 11 kbar) com predomínio de pressões por volta de 5 a 9 kbar (Figura 6.18). Os valores de temperatura para a borda nos cristais de hornblenda variarão de 553°C a 642°C e entre 561°C a 666°C para o núcleo dos cristais. Apenas um valor esteve fora destes intervalos, ponto do núcleo da amostra PO-83, cuja temperatura calculada foi de 737°C. A média dos valores de temperatura são de 638°C para o núcleo e de 597°C para a borda. As estimativas de pressão variaram entre 4,8 a 10,88 Kbar no núcleo dos cristais de hornblenda e entre 3,6 a 9,8 na borda dos cristais. A ampla variação destes valores pode representar efeitos de retrometamorfismo ou reequilíbrio composicional pós auge metamórfico ou então que o auge metamórfico ocorre em condições mais elevadas de P e T.

Com base nos dados apresentados acima pode-se inferir que o metamorfismo, em seu ápice, pode ter atingido temperaturas pouco superiores à 650°C, não devendo ter ultrapassado 700°C, enquanto que o ambiente de pressão foi superior ao barroviano (presença de cianita, estauroлита, junto com hornblenda, epidoto, produtos anatéticos e ausência de sillimanita). Desta forma, as associações de minerais atribuídas, por estudos petrográficos ao ápice metamórfico, na maioria dos casos, estão registrando um reequilíbrio tectono-metamórfico, em condições de temperatura e, principalmente, pressão menores que do auge metamórfico, que mostra ser pré- a cedo- desenvolvimento da foliação principal de baixo ângulo de mergulho.

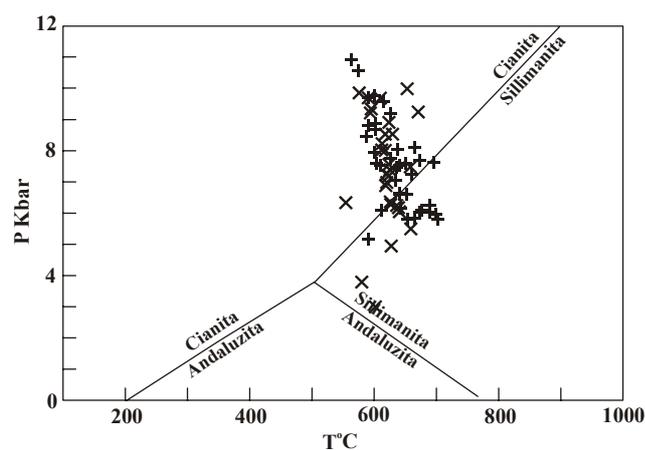


Figura 6.18 - Diagrama P - T mostrando as condições de pressão (BLUNDY; HOLLAND, 1990) e temperatura (OTTEN, 1984) calculadas em anfibólios. + = núcleo dos cristais. x = borda dos cristais.

CAPÍTULO VII

7 - GEOQUÍMICA

Foram selecionadas 37 amostras para análise química (rocha total), destas amostras dezoito correspondem a amostras de gnaisses, e dezoito a amostras de rochas metamáficas. Todas as amostras pertencem ao Domínio Sul. As amostras selecionadas para estudos litogeoquímicos foram analisadas no Laboratório de Geoquímica (Labogeo) do Departamento de Petrologia e Metalogenia - DPM do Instituto de Geociências e Ciências Exatas (IGCE), UNESP - Câmpus de Rio Claro.

As análises de elementos maiores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{T}$, MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 e o LOI) e traços (Ba, Cr, Cu, Nb, Ni, Rb, Sr, Y e Zr) foram feitas pelo método de Fluorescência de Raios X (FRX) e a análise dos Elementos Terras Raras (ETR - La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Er, Yb, Lu) foram feitas pelo método ICP-AES (Espectrometria de Emissão Atômica, com Fonte de Plasma Acoplado Indutivamente).

Para a manipulação dos dados geoquímicos e construção dos diagramas utilizou-se o programa MINPET, versão 2.02 (RICHARD, 1995). A localização das amostras analisadas é mostrada na Figura 7.1 e o resultado das análises químicas estão apresentados na Tabela I (Anexo III) respectivamente.

7.1 – Geoquímica das rochas gnáissicas

Das 19 (dezenove) amostras de gnaisses selecionadas para estudos litogeoquímicos, todas pertencentes a Unidade A (Domínio Sul), 7 (sete) foram selecionadas para quantificação dos teores dos Elementos Terras Raras (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Er, Yb e Lu) pelo método ICP-AES.

Os resultados mostram que os gnaisses da região de Pontalina apresentam uma grande variação no conteúdo de elementos maiores (SiO_2 - 63 a 81%, TiO_2 - 0,20 a 1,06%, Al_2O_3 - 11,44 a 17,81%, $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{T}$ - 1,50 a 6,32%, MnO - 0,03 a 0,11%, MgO - 0,12 a 2,42, CaO - 0,47 a 4,69%; Na_2O - 1,70 a 4,92%, K_2O - 2,91 a 4,15% e de P_2O_5 - 0,04 a 0,46%) (Figura 7.2).

São rochas de composição cálcica a cálcio-alcalina, metaluminosas a peraluminosas com predomínio dos termos peraluminosos (Figura 7.3A), apresentando razão molecular A/CNK variando entre 0,87 a 1,33. Possuem grande variação composicional em termos de mineralogia normativa (CIPW), variando entre granito-trondhjemitó-granodiorito (Figura 7.3B).

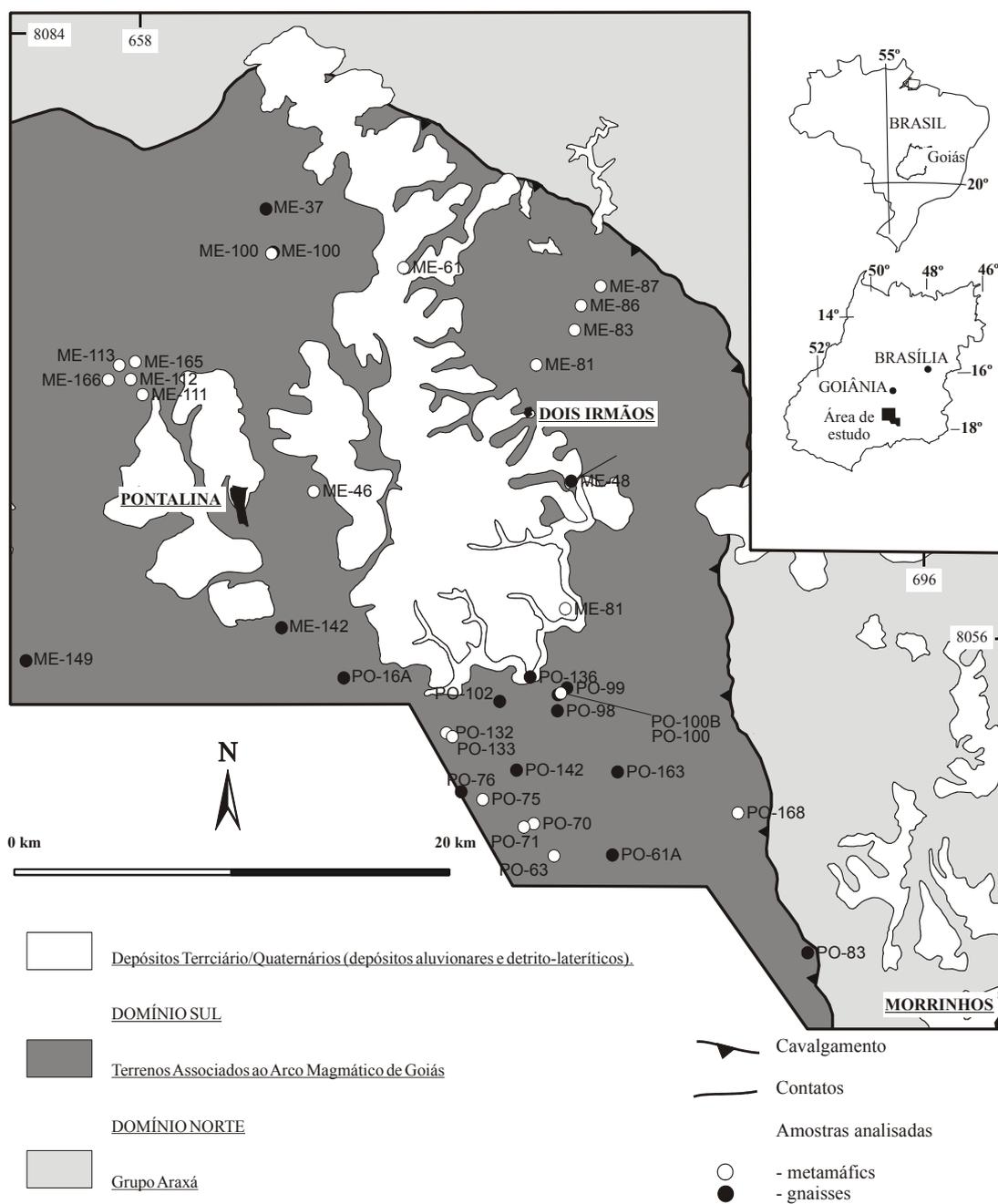


Figura 7.1 – Mapa geológico esquemático mostrando a localização das amostras analisadas. Círculos brancos: amostras de gnaisses; círculos pretos: amostras de anfibólitos

Possuem grande variação no conteúdo de elementos incompatíveis, apresentando teores relativamente baixos a moderados de Y e Nb e, alto conteúdo de Ba, Sr e Rb (Figura 7.4A). O padrão de distribuição de elementos incompatíveis normalizados pelo manto

primitivo (TAYLOR; MACLENNAN, 1985) mostra um enriquecimento em K, Rb, Ba, e Sr em relação a Nb, ETR, Zr, Ti e Y, mostrando anomalias acentuadas de Nb e Ti.

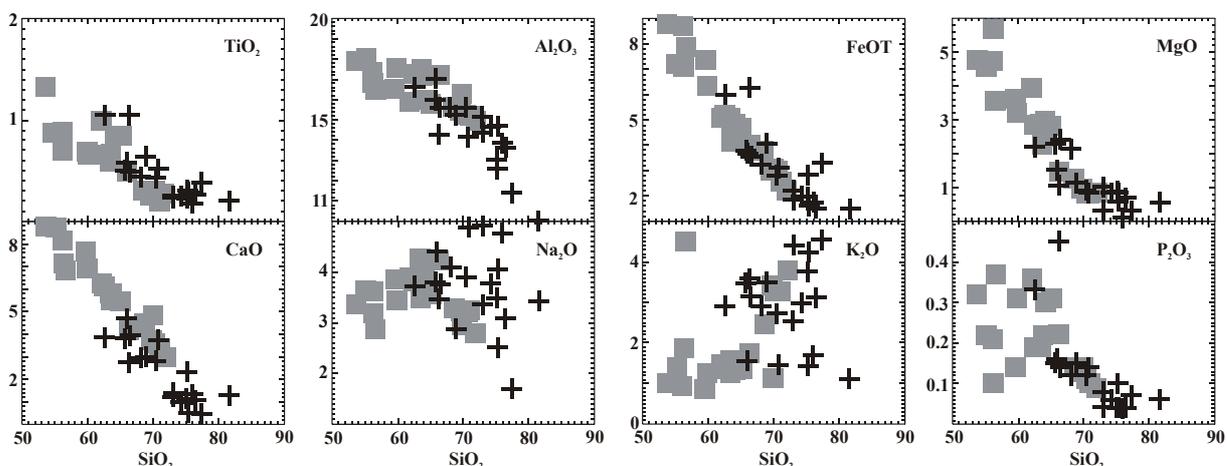


Figura 7.2 - Padrão de distribuição Ti_2O_2 , Al_2O_3 , FeOT, MgO, CaO, Na_2O , K_2O e P_2O_3 versus SiO_2 . Cruzes = amostras analisadas. Quadrados = rochas de outras regiões relacionadas ao Arco Magmático de Goiás (Arenópolis e Mara Rosa, dados de PIMENTEL; FUCK, 1991; VIANA et al., 1995).

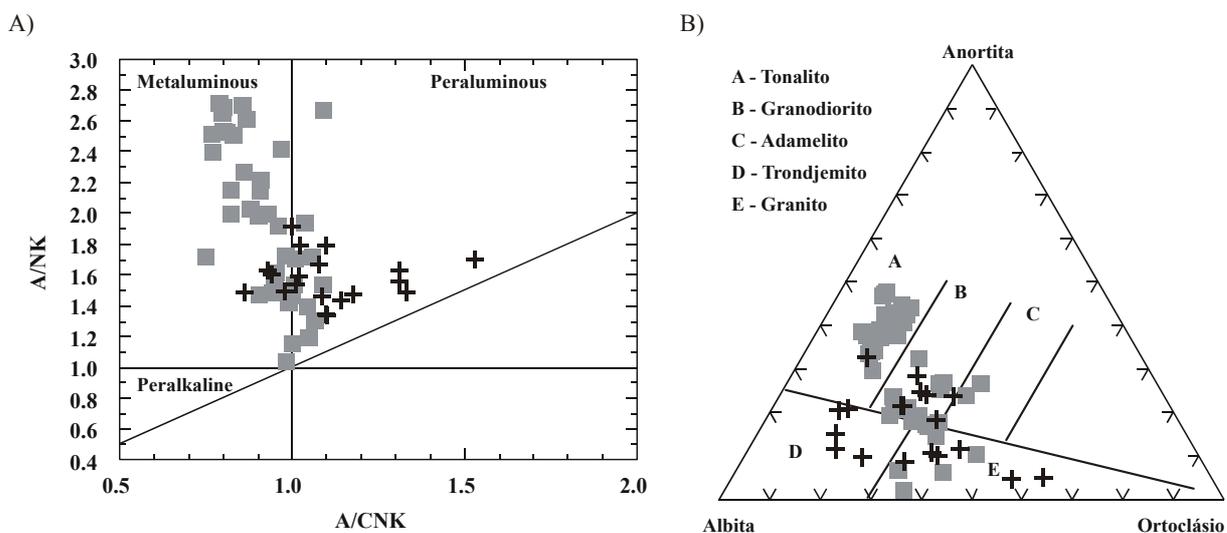


Figura 7.3 – (A) Gráfico de classificação baseada na relação Al_2O_3 , Na_2O , K_2O e CaO. Cruzes = amostras analisadas. (B) Gráfico de classificação baseado em minerais normativos. Cruzes = amostras analisadas. Quadrados cinzas = rochas de outras regiões relacionadas ao Arco Magmático de Goiás (Arenópolis, Iporá, Mara Rosa e Firminópolis, dados de PIMENTEL; FUCK, 1991; RODRIGUES et al., 1999; VIANA et al., 1995).

O conteúdo total de ETR (elementos terras raras) varia de baixo a alto ($\Sigma ETR = 58,25$ a $339,95$), predominando os conteúdos moderados. Os padrões de distribuição de ETR

normalizados pelo manto primitivo (TAYLOR; MACLENNAN, 1985) apresentam baixos conteúdos de ETRP (elementos terras raras pesados), exibindo distribuição subhorizontal, possuindo conteúdos globais variando de 1 a 10 vezes os valores do manto primitivo (Figura 7.4B).

O padrão de distribuição de ETRL (elementos terras raras leves) é fracionado com enriquecimento moderado a alto, variando de 1 a 100 vezes o valor do padrão de normalização (manto primitivo). De modo geral, as curvas de distribuição de elementos terras raras são semelhantes para as amostras, variando apenas no grau de enriquecimento e nas anomalias de Eu.

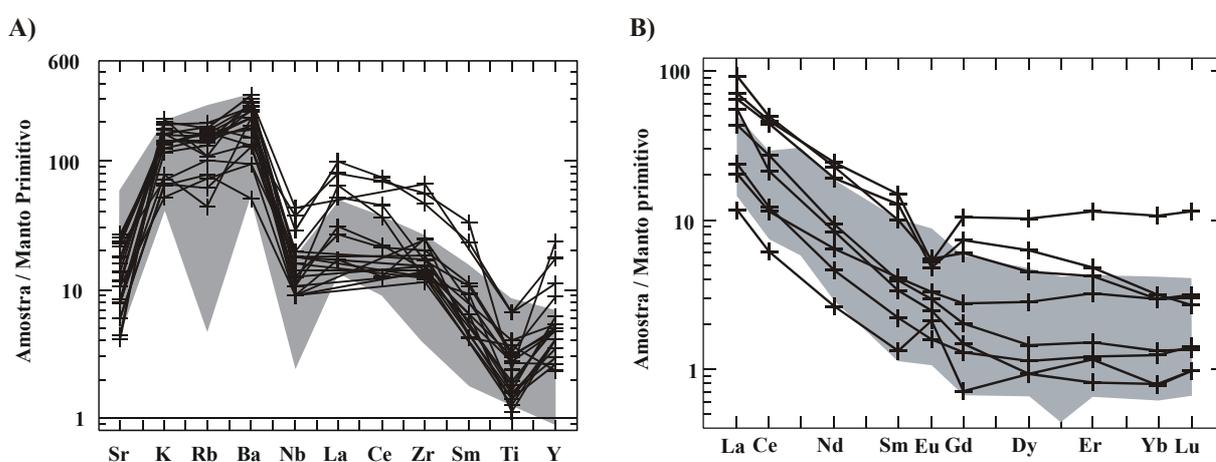


Figura 7.4 – (A) Padrão de distribuição de elementos incompatíveis normalizados pelo manto primitivo (TAYLOR; MACLENNAN, 1985). (B) Padrão de distribuição de ETR normalizados pelo manto primitivo (TAYLOR; MACLENNAN, 1985). Cruzes = amostras analisadas. Área cinza = rochas de outras regiões relacionadas ao Arco Magmático de Goiás (Arenópolis, Sancrelândia, Matrinxã e Mara Rosa, dados de PIMENTEL; FUCK, 1991; VIANA et al., 1995).

Os conteúdos e padrões de distribuição de elementos incompatíveis são concordantes com os padrões de rochas do Arco Magmático de Goiás, revelando composições semelhantes à de granitos de arcos vulcânicos (Figura 7.5).

Quimicamente os gnaisses do Arco Magmático de Goiás na região de Arenópolis, Matrinxã e Sancrelândia e Mara Rosa são metaluminosos de caráter cálcico a cálcio alcalino, com baixos teores de álcalis e altos de CaO, MgO, P₂O₅ e Al₂O₃, mostrando claro enriquecimento em elementos litófilos de íons grandes - LILE em relação a Nb, Y e Zr e ETR, e baixa abundância de Y e Yb (Pimentel e Fuck, 1991; Rodrigues et al., 1999; Viana et al., 1995). A comparação dos dados geoquímicos das rochas da região de Pontalina com outras

regiões do Arco Magmático de Goiás, mostra que os gnaisses de Pontalina são pouco diferentes das áreas tipo do Arco Magmático de Goiás (Arenópolis, Mara Rosa, Sancrerlândia, Iporá e Firminópolis), sendo em parte mais diferenciadas. Na região de Pontalina os gnaisses tendem a ser mais empobrecidos em Al_2O_3 , FeOT, MgO, CaO e P_2O_5 e Sr e mais enriquecidos em Ba, K_2O e ETRL, com valores similares de Na_2O , TiO_2 , Sr, Y, Nb, Rb, Zr, Ni e ETRP. Os baixos conteúdos em álcalis, o enriquecimento em Ba, Sr, K, Rb em relação a Nb, Y e Zr e ETR, e as anomalias negativas de Y e Ti, mostram que as rochas apresentam características geoquímicas de magmas gerados em arcos magmáticos.

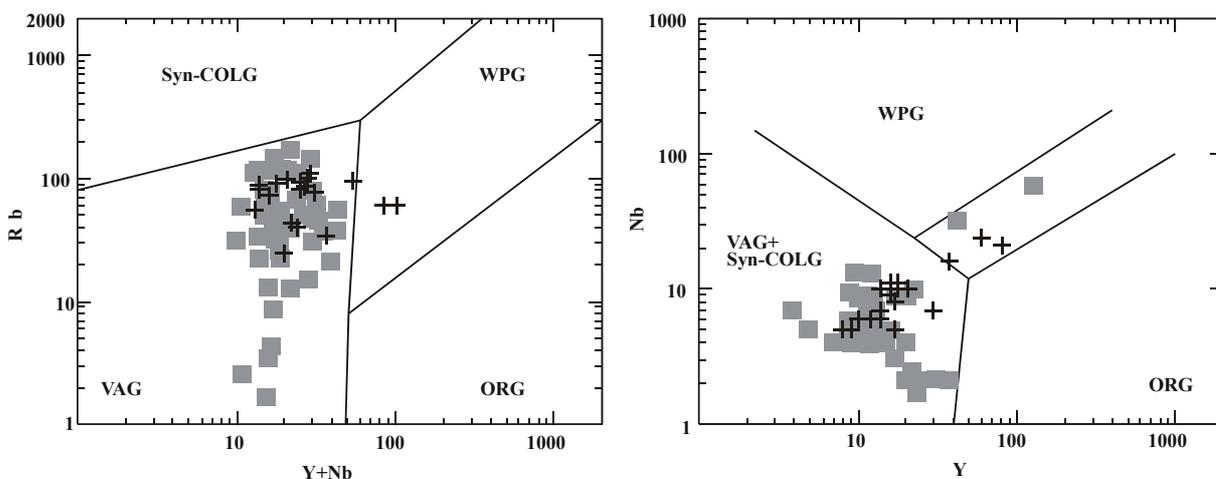


Figura 7.5 - Gráficos discriminantes de ambientes tectônicos (PEARCE et al., 1984). Cruzes = amostras analisadas. Quadrados cinza = rochas de outras regiões relacionadas ao Arco Magmático de Goiás (Arenópolis, Sancrerlândia, Iporá, Firminópolis, Matrinxã e Mara Rosa, dados de PIMENTEL; FUCK, 1991; RODRIGUES et al., 1999; VIANA et al., 1995).

7.2 – Geoquímica das rochas metamáficas

Foram selecionadas dezoito amostras de rochas metamáficas para estudos litogeoquímicos (análises de elementos maiores e traços) e destas foram selecionadas 12 amostras para quantificação dos teores dos Elementos Terras Raras. Todas as amostras analisadas pertencem ao Domínio Sul.

Como as rochas estudadas foram metamorfasadas na fácies anfíbolito, foram utilizados os diagramas CaO vs. Na_2O (MULLEN, 1982) e $Na_2O + K_2O$ vs. Na_2O/K_2O (MIYASHIRO, 1975) para avaliar se ocorreram modificações químicas significativas no quimismo original dos protólitos das rochas analisadas (Figura 7.6). Estes diagramas indicam que algumas amostras podem ter sofrido alteração química, principalmente em relação a Na_2O e K_2O .

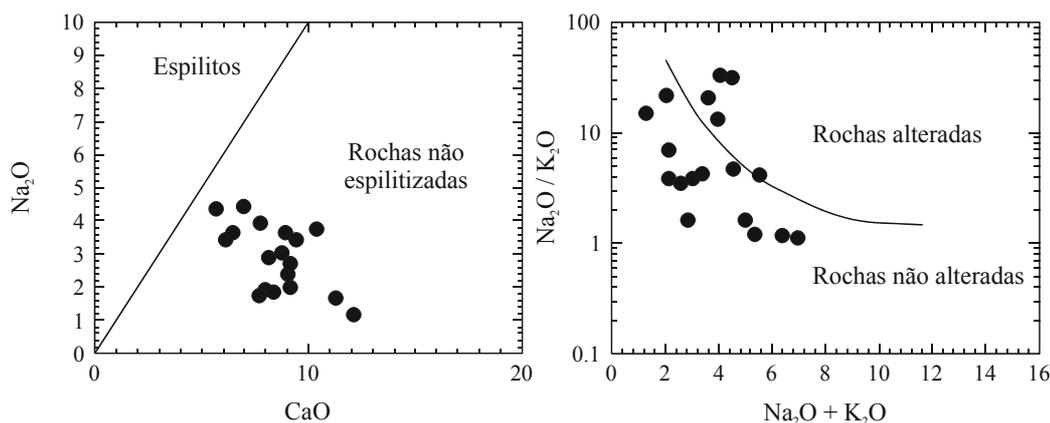


Figura 7.6 – Diagramas para discriminação de rochas espilitizadas e alteração por processos pós magmáticos. (A) Diagrama de Müllen (1982) e (B) Diagrama de Miyashiro (1975).

A ausência de estruturas, mineralogia ou texturas primárias, em função da intensa recristalização ocorrida durante a evolução tectono-metamórfica, não permitiu a definição da origem das rochas. Desta forma, a natureza do protólito destas rochas foi caracterizada, com base nos dados químicos, utilizando-se o diagrama Ni vs. Zr/Ti (WINCHESTER *et al.*, 1980) e pelo diagrama de Leake (1964), que utiliza os parâmetros e/ou números de Niggli (1954) (Figura 7.7).

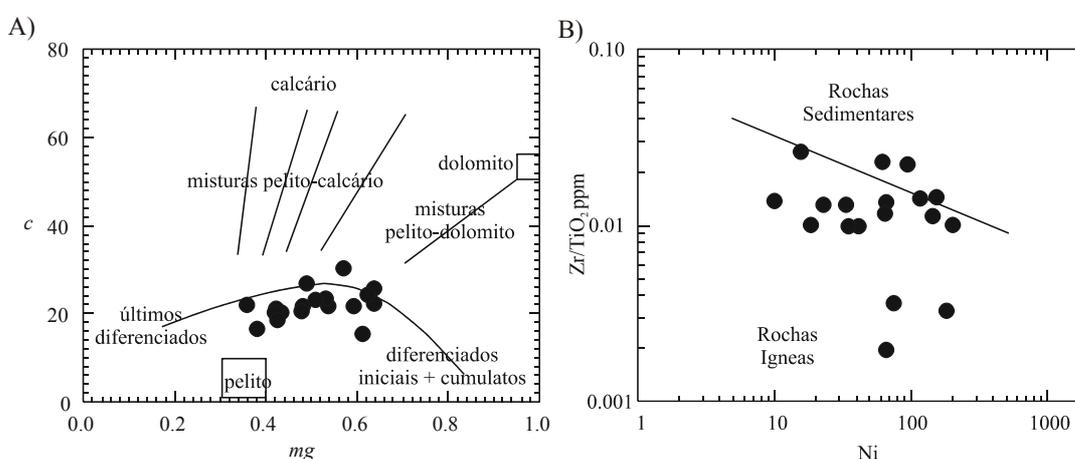


Figura 7.7 – Diagramas para caracterização química da origem dos protólitos de rochas metamórficas. (A) Diagrama de Winchester *et al.* (1980) e (B) Diagrama de Leake (1964) onde Mg e c correspondem aos parâmetros de Niggli (1954).

Quimicamente a maioria das amostras apresenta natureza básica, predominando composições de basaltos sub-alcálicos e basaltos andesíticos (Figura 7.8). Os diagramas

alcalis vs sílica e AFM (IRVINE; BARAGAR, 1971) mostram que as rochas metamáficas analisadas apresentam afinidade toleítica subalcalina a alcalina (Figura 7.9).

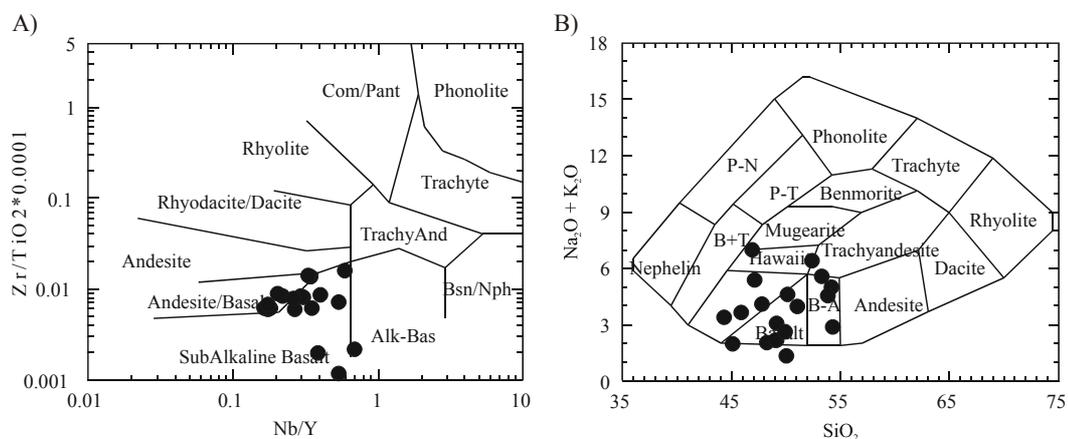


Figura 7.8 – Composição das amostras da área de estudo. (A) Diagrama de Winchester e Floyd (1977). (B) Diagrama de Cox et al. (1979).

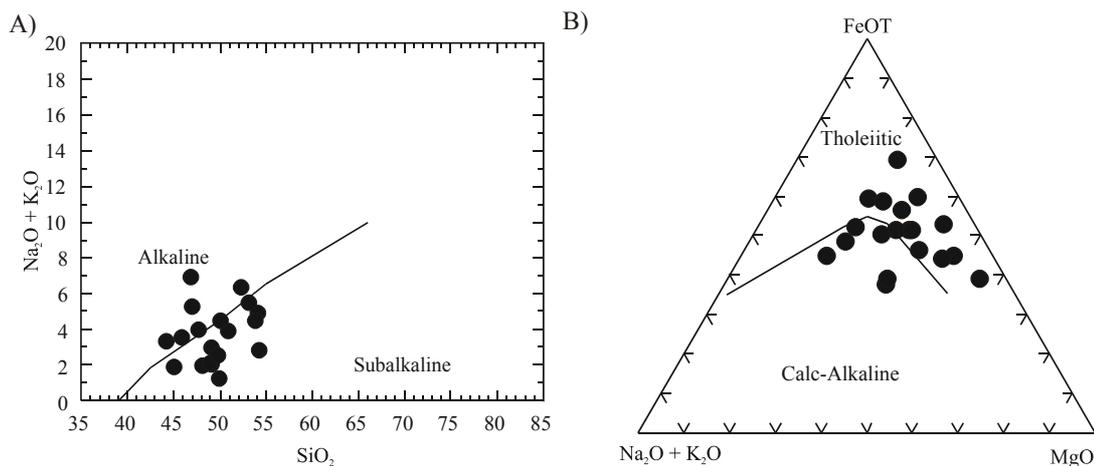


Figura 7.9 – (A) Diagrama de álcalis vs. sílica (Irvine e Baragar, 1971), mostrando a natureza subalcalina das amostras analisadas. (B) Diagrama AFM (A = $Na_2O + K_2O$; F = FeO_T , M = MgO) mostrando o caráter toleítico das amostras analisadas.

Os resultados analíticos para elementos maiores, incompatíveis e ETR das rochas metamáficas analisadas são apresentados na Tabela 1.4, 1.5 e 1.6 (Anexo III) respectivamente. O conjunto de amostras analisadas, não mostra *trends* ou grupos bem definidos, apresentando grande dispersão nos conteúdos dos elementos analisados (Figura 7.10).

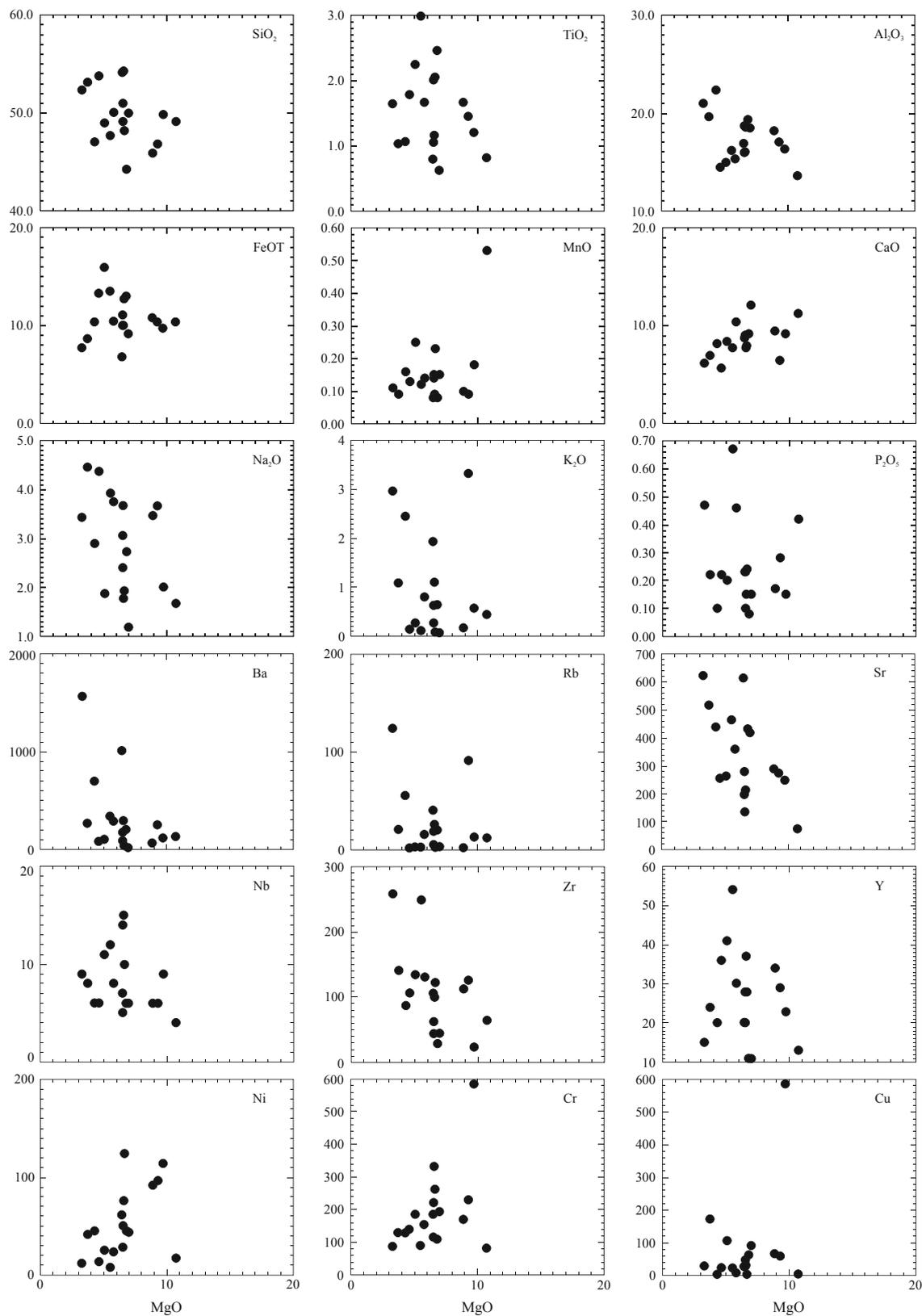


Figura 7.10 – Diagramas binários de elementos maiores e incompatíveis vs MgO, mostrando a variação da composição das amostras analisadas.

As rochas apresentam baixa a alta concentrações de álcalis ($\text{Na}_2\text{O} = 1,19 - 4,37$ e $\text{K}_2\text{O} = 0,09 - 2,45$), baixas concentrações de MnO ($<0,53\%$) e de P_2O_5 ($<0,67\%$). O conteúdo de MgO varia de 4,31 a 10,75%, o de $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{T}}$ varia de 7,61 e 17,76 e o de CaO entre 5,67 a 12,14%. Em relação aos elementos incompatíveis (Figura 7.10) os diagramas de variação em relação a MgO apresentam, como observado também em relação aos elementos maiores, uma grande dispersão, não exibindo tendências e/ou *trends* bem marcados.

O conteúdo e padrão de distribuição de elementos terras raras das amostras analisadas, quando normalizadas pelo condrito (TAYLOR; MACLENNAN, 1985), permitem separar as amostras em dois grupos de distribuição (Figura 7.11).

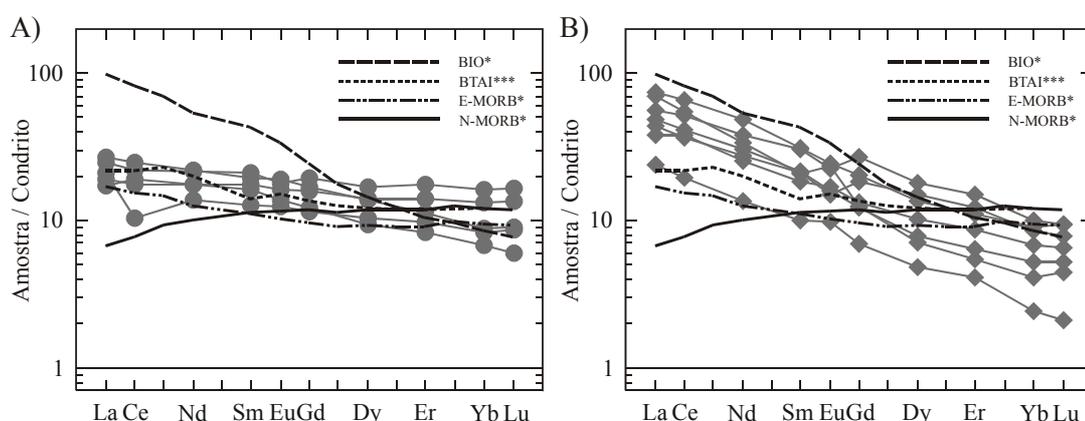


Figura 7.11 - Diagramas de ETR das rochas metamáficas analisadas e de basaltos de outros ambientes tectônicos normalizados pelo condrito*. (A) grupo 1, (B) grupo 2. N-MORB** = basalto normal de cadeia meso oceânica, E-MORB** = basalto enriquecido de cadeia meso oceânica, OIB** = basalto de ilha oceânica, IATB*** = basalto toleítico de arco de ilha. Valores compilados de: * Taylor & McLennan (1985), ** = Sun & McDonough (1989), *** = Wilson (1995).

O primeiro (grupo 1) apresenta um padrão de ETRL (elementos terras raras leves) e ETRP (elementos terras raras pesados) variando entre 6 a 26 vezes o valor do condrito, mostrando um padrão de distribuição subhorizontal com pequeno enriquecimento em ETRL e ETRP (razões $\text{La}_\text{N}/\text{Eu}_\text{N} = 1,16-1,7$, $\text{Gd}_\text{N}/\text{Lu}_\text{N} = 1,18-2,02$, $\text{La}_\text{N}/\text{Lu}_\text{N} = 1,41-3,02$), semelhantes a basaltos tipo E-MORB (basaltos enriquecidos de cadeia meso oceânica) e IAB (basaltos de arco de ilha). O segundo (grupo 2) apresenta um padrão de distribuição que varia de 2 a 73 vezes o valor do condrito, exibindo um acentuado enriquecimento dos ETRL em relação aos ETRP (razões $\text{La}_\text{N}/\text{Eu}_\text{N} = 2,43-3,05$, $\text{Gd}_\text{N}/\text{Lu}_\text{N} = 2,13-2,32$, $\text{La}_\text{N}/\text{Lu}_\text{N} = 7,76-15,51$), mostrando padrão de distribuição inclinado em relação ao condrito, semelhante ao padrão de basaltos tipo OIB (basaltos de ilhas oceânicas).

A distribuição dos elementos incompatíveis (Figura 7.12) normalizados pelos valores de N-MORB (basaltos normais de cadeia meso-oceânica, SUN; MCDONOUGH, 1989) mostra que as rochas do grupo 1 apresentam uma grande variação nos teores dos mesmos, exibindo concentrações de Sr, K, Rb, Ba, La, Ce e Ti mais elevadas que o padrão de N-MORB. O grupo 2 apresenta um padrão de distribuição mais homogêneo, apresentando maiores conteúdos em Sr, K, Rb, Ba, La, Ce, P, Zr e Sm em relação ao grupo 1, mostrando um empobrecimento relativo (leves anomalias negativas) em Nb e Zr. A exceção é uma amostra deste grupo que apresenta padrão de distribuição semelhante ao grupo 1 (possui também os menores valores de ETR neste grupo). Como característica comum entre os grupos destaca o relativo empobrecimento em Zr (mais pronunciado no grupo 1) e os valores de Nb e Y.

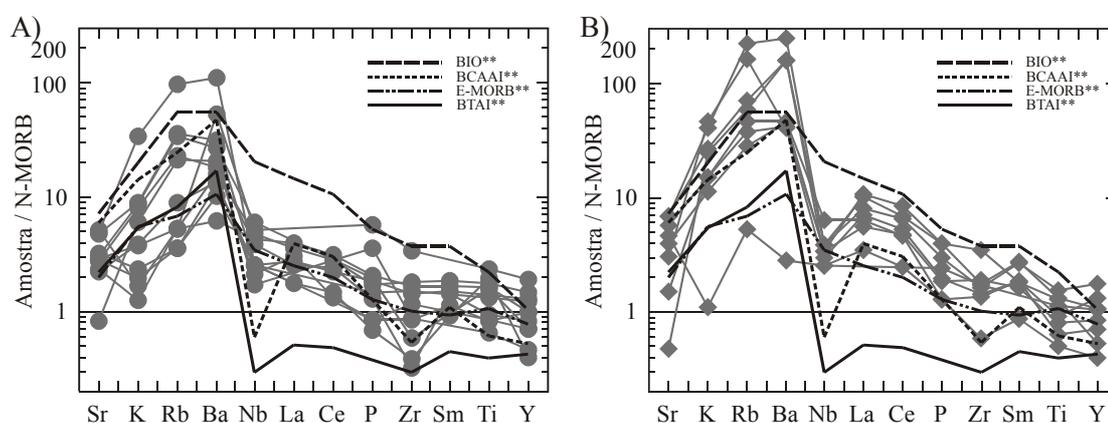


Figura 7.12 - Diagramas de concentrações normalizadas para elementos traços das rochas metamáficas analisadas e de basaltos de outros ambientes tectônicos normalizados por N-MORB*. (A) grupo 1, (B) grupo 2. E-MORB** = basalto enriquecido de cadeia meso oceânica, OIB** = basalto de ilha oceânica, IATB** = basalto toleítico de arco de ilha, IACAB** = basalto cálcio-alcalino de arco de ilha. Valores compilados de: * Sun & McDonough (1989), ** Sun (1980).

A comparação do padrão de distribuição de elementos incompatíveis das amostras analisadas com os padrões de distribuição de E-MORB, N-MORB, OIB e IAB (Figura 12) mostra que:

- o grupo 1 apresenta um padrão de distribuição semelhante ao E-MORB e ao IAB. O padrão de distribuição de ETR e de elementos traços e, a ausência de anomalias pronunciadas de Nb, sugere que estas rochas são semelhantes principalmente a E-MORB;

- o grupo 2 apresenta um padrão de distribuição de ETR mais semelhante ao OIB, entretanto o padrão de distribuição de elementos traço e o empobrecimento relativo de Nb, Zr, e Y; sugerem que estas rochas são mais semelhantes ao IAB.

Os padrões químicos de ETR e elementos traço observados nas amostras analisadas não são precisos na determinação do ambiente de formação dos protólitos das rochas. A grande variação composicional em relação a elementos maiores e em parte traço, observada nas análises químicas, pode estar relacionada às transformações metamórficas anisoquímicas (muscovitização, epidotização, etc.) que as rochas foram submetidas. Os dados geoquímicos mostram que as rochas são de origem magmática e apresentam similaridade com basaltos toleíticos oceânicos, principalmente do tipo E-MORB, podendo haver contribuições de basaltos de arco e de basalto de ilha oceânica. O contexto geológico, a forma de ocorrência das rochas, e o padrão de distribuição de elementos traço sugerem, entretanto que um protólito a partir de basaltos de ilha oceânica é menos provável.

Normalmente basaltos toleíticos gerados em ambiente de arco apresentam padrão de distribuição de elementos incompatíveis paralelo a subparalelo ao padrão de N-MORB (baixa abundância em Nb, La, Ce, P, Zr, Sm, Ti e Y), mostrando enriquecimento em Sr, K, Rb, Ba e ETRL, e anomalias negativas de Nb e Ta (empobrecimento relativo em relação aos outros elementos traço), exibindo altas razões de La/Nb em relação a basaltos N-MORB (THOMPSON et al., 1984, WILSON, 1989). Comparando os padrões de basaltos calcio-alcalinos de arco de ilhas com basaltos toleíticos de arco de ilhas, os basaltos calcio-alcalinos mostram um enriquecimento maior de Sr, K, Rb, Ba, La, Ce, P e Sm, que basaltos toleíticos, entretanto Nb, Zr, Ti, Y e Yb ainda limitam uma tendência relativamente achatada paralela ao padrão de N-MORB (WILSON, 1989). Entretanto, graus diferentes de contaminação podem ocorrer em consequência de fluidos provenientes da subducção, de graus diferentes de fusão de metassedimentos e de crosta preexistente envolvida na subducção, etc. (THOMPSON et al., 1984, WILSON, 1989). Desta forma, é mais provável que o padrão de distribuição de ETR semelhante a basaltos de ilha oceânica e o enriquecimento em elementos incompatíveis observados nas amostras sejam resultado de contaminação crustal de magmas gerados em ambientes de arco de ilha (subducção de crosta oceânica).

CAPÍTULO VIII

8 - GEOCRONOLOGIA

Neste item são mostrados os resultados das análises de Sm/Nd, em rocha total, para obtenção de idades modelo de rochas, que ocorrem na região de Mairipotaba-Cromínia e Pontalina. Foram selecionadas oito amostras da área de estudo para obtenção de idades modelo (seis amostras de gnaisses e uma de rocha metamáfica).

As amostras foram preparadas no Laboratório de Geoquímica, do Departamento de Petrologia e Metalogenia – DPM, no Instituto de Geociências e Ciências Exatas – IGCE, UNESP. A leitura foi realizada pelo Laboratório de Geocronologia, do Instituto de Geociências, da Universidade de Brasília – UnB. Os resultados das análises são mostrados na Tabela 8.1, onde também estão contidos os dados isotópicos e as idades modelo obtidas por Pimentel et al. (2000) para rochas da área de estudo.

As idades modelo T_{DM} para as rochas do arco magmático variam entre 0,8 a 2,2 Ga, predominando idades entre 0,9 - 1,2 Ga, e valores isotópicos $\epsilon_{Nd(T)}$ variando entre -15,1 a +6,9, predominando valores positivos. A presença de algumas idades modelos mais velhas é interpretada como contaminação/componente de crosta sílica mais antiga, paleoproterozóica (RODRIGUES et al., 1999; PIMENTEL et al., 2000).

As razões isotópicas $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ e $^{143}\text{Nd}/^{147}\text{Nd}$ variam respectivamente entre 0,0881 a 0,1383 e 0,512173 a 0,512600 (Figura 8.1). As idades modelo obtidas em rochas da região variam entre 0,90 a 1,46 Ga (Figura 8.2 – Tabela 8.1); e idade isócrona (rocha total) Sm – Nd de 762 ± 77 Ma, com valor isotópico $\epsilon_{(Nd)T} = +2,9$ (PIMENTEL et al., 2000). Estes dados são semelhantes aos de outras áreas do Arco Magmático de Goiás e mostram que a área estudada se originou na mesma época a partir de mesma fonte ou fonte semelhante ao do Arco Magmático de Goiás.

Dados isotópicos Sm-Nd de três amostras de anfíbolitos da região apresentam idades modelo T_{DM} entre 1,0 a 1,23 (Tabela 8.1, Figura 8.3) e composições isotópicas similares a rochas do Arco Magmático de Goiás, mostrando que estas pertencem ao mesmo.

Segundo muitos autores (SATO; TASSINARI, 1993; SATO et al., 1995, entre outros) idades modelo de rochas com razões $^{143}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} < 0,090$ e/ou $^{143}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} > 0,125$, podem não ter significado geológico, isso se deve ao fato que estes valores, que não caem no intervalo definido, normalmente são rochas que sofreram fracionamento.

Tabela 8.1 - Dados isotópicos Sm/Nd e idades modelo de gnaisses da região de Pontalina.

Amostra		Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Ga	$\epsilon_{(t)}$
ME-86	GN	12,163	53,166	0,1383	0,512600	0,90	-0,74
ME-100	MV	12,079	67,700	0,1079	0,512383	0,95	-4,97
ME-111	GN	1,635	9,010	0,1097	0,512209	1,22	-8,37
ME-111B	GN	1,563	8,475	0,1115	0,512197	1,26	-8,60
PO-69A	MV	2,524	10,260	0,1487	0,512569	1,11	-1,35
PO-70	GN	3,322	22,786	0,0881	0,512173	1,06	-9,07
PO-70B	GN	3,247	21,895	0,0896	0,512210	1,03	-8,35
PO-101A	MV	5,668	24,054	0,1424	0,512570	1,01	-1,33
ME-37	ANF	7,5	37,0	0,122	0,512445	1,0	-3,76
PO-16A	ANF	5,328	26,961	0,119	0,512372	1,08	-5,19
PONT-4B*	ANF	7,014	39,92	0,106	0,512164	1,23	-9,25
PONT1*		7,343	45,090	0,0980	0,512317	0,96	-6,26
PONT2*		8,403	41,540	0,1220	0,512438	1,01	-3,90
PONT3*		3,807	21,960	0,1050	0,512296	1,05	-6,67
PONT5*		5,010	19,500	0,1550	0,512570	1,23	-1,33
PONT6*		7,014	39,920	0,1060	0,512164	1,24	-9,25
ALO1*		5,891	27,700	0,1280	0,512219	1,46	-8,17
ALO2*		3,771	18,680	0,1220	0,512365	1,13	-5,33

* Valores de Pimentel et al. (2000b); GN = gnaiss; ANF = anfíbolito; MV = metavulcânica

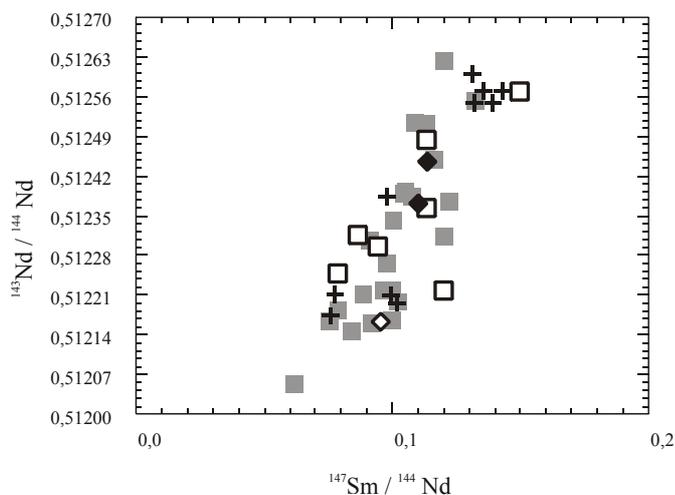


Figura 8.1 - Composição isotópica (razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) das amostras da região de Pontalina. Cruzes = amostras de gnaisses e metavulcânicas. Lozangos pretos = anfíbolitos. Quadrados brancos = amostras de gnaisses da região de Pontalina, Lozango branco = anfíbolito (dados de Pimentel et al. (2000b)). Quadrados cinza = rochas de outras regiões do Arco Magmático de Goiás.

Desta forma, algumas idades podem na verdade ser maiores do que obtidas (é o caso das amostras PO-69A, PO-101B e ME-86, que apresentam valores $^{143}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ maiores que 0,125) ou menores (como é o caso da amostra PO-70B que apresenta valor $^{143}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ mais baixo) do intervalo definido pelos autores citados acima.

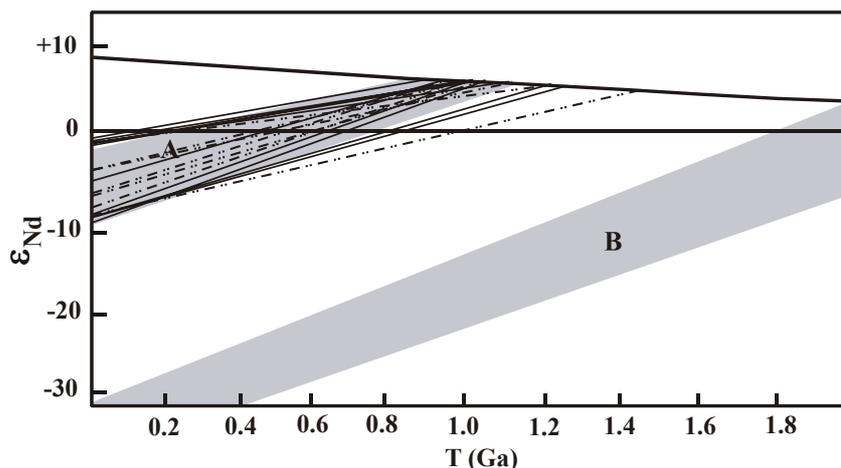


Figura 8.2 - Composição isotópica de Nd de rochas gnáissicas da área de estudo (linhas cheias: amostras analisadas; linhas tracejadas: dados de PIMENTEL et al., 2000b). A = composição isotópica de rochas do Arco Magmático de Goiás em outras regiões de Goiás. B = Composição isotópica de gnaisses arqueanos de Goiás.

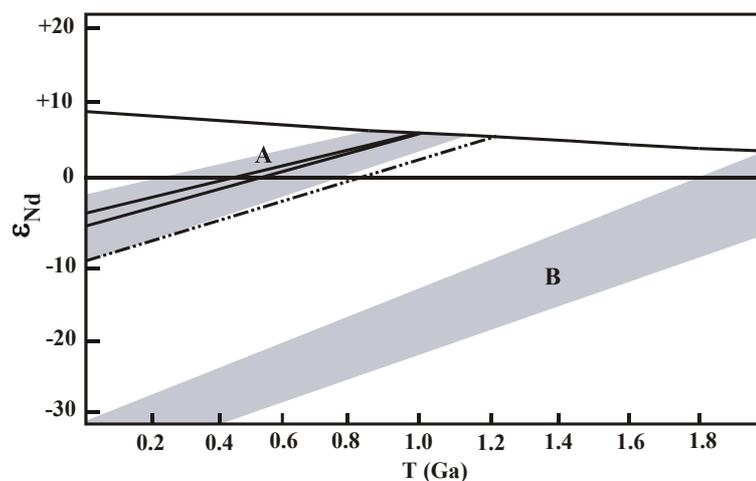


Figura 8.3 - Composição isotópica de Nd de rochas metamáficas da área de estudo (linha tracejada: PIMENTEL et al., 2000b). A = composição isotópica de rochas do Arco Magmático de Goiás em outras regiões de Goiás. B = Composição isotópica de gnaisses arqueanos de Goiás.

Entretanto os resultados isotópicos obtidos para as rochas da região, neste trabalho, são semelhantes à resultados isotópicos obtidos em outras regiões de Goiás, associadas ao Arco Magmático de Goiás (Tabela 8.1). Desta forma, os resultados obtidos até o momento são considerados como válidos e demonstram que: os gnaisses e litotipos intimamente associados

são atribuíveis à unidade denominada de Arco Magmático de Goiás, desenvolvido no neoproterozóico.

CAPÍTULO IX

9 – CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

A área pesquisada posiciona-se a sudoeste do Cráton do São Francisco, na porção meridional da Zona Interna da Faixa Brasília e oriental da Província Tocantins. Na região, afloram duas seqüências alóctones, estruturadas pela principal fase deformacional (Dn), que colocou as rochas dos Terrenos-Gnáissicos Metassedimentares (Arco Magmático de Goiás) sobre as rochas do Grupo Araxá.

A principal estrutura planar é uma foliação com feições blastomiloníticas, de baixo ângulo de mergulho, desenvolvida durante a aloctonia, presente nos dois domínios estudados, a qual foi denominada de foliação principal (Sn).

A foliação Sn está associada ao evento deformacional (Dn), de caráter dúctil, que gerou dobras de crenulação, que afetam foliações anteriores (Sn-1 e Sn-2). Os indicadores cinemáticos evidenciam a atuação de deformação não coaxial (cisalhamento simples) durante o desenvolvimento da foliação principal. A análise dos dados estruturais (foliação, lineação de estiramento e indicadores cinemáticos, em diferentes escalas) demonstra que o transporte tectônico foi, predominantemente, de oeste para leste.

O domínio Norte é caracterizado essencialmente por rochas pelíticas (xistos e paragneisses) e psamíticas (quartzitos, quartzo xistos), com algumas ocorrências de rochas metamáficas e metaultramáficas.

Nas rochas pelíticas a principal associação mineralógica, incluindo os minerais índices relacionados ao metamorfismo principal é constituída por: granada + plagioclásio + biotita + muscovita + (epidoto) + quartzo, granada + plagioclásio + biotita + hornblenda + muscovita + (epidoto) + quartzo, podendo localmente ocorrer cianita, estauroлита e rutilo associados.

Para as rochas psamíticas as principais associações são: quartzo + plagioclásio + muscovita e/ou biotita, podendo conter granada e epidoto associados.

Nas rochas metamáficas (anfíbolitos), desta unidade, são comuns associações de plagioclásio + hornblenda, localmente, ocorrendo granada e rutilo.

No Domínio sul a principal associação mineralógica incluindo os minerais índices relacionados ao metamorfismo principal é constituída por: plagioclásio + microclínio + biotita + muscovita, plagioclásio + biotita + hornblenda + muscovita, localmente, pode ocorrer granada e rutilo em alguns gnaisses. Neste domínio apenas uma amostra apresenta associação

mineralógica com cianita e esta ocorre associada a plagioclásio + biotita + muscovita + granada + estauroilita + anfíbólio.

As metamáficas desta unidade apresentam como assembléias de minerais; granada + plagioclásio + hornblenda + rutilo + ilmenita, plagioclásio + hornblenda + rutilo + ilmenita podendo, localmente, ocorrer termos mais cálcicos de plagioclásios (andesina/labradorita). Clinopiroxênio ocorre apenas em uma amostra em associação com: plagioclásio + hornblenda + granada.

Essas associações minerais são correlacionáveis ao auge metamórfico e ao início do retrometamorfismo dinâmico observado na região, portanto ao estágio inicial da principal fase deformacional de caráter dúctil (Dn), que catalisou recristalizações e reações mineralógicas, além de gerar a forte anisotropia constatada, em toda a área estudada.

Reações minerais do tipo cummingtonita \Rightarrow hornblenda \Rightarrow biotita, observada em algumas metamáficas; a formação de ilmenita na borda de rutilo, a formação de hornblenda na borda de clinopiroxênio; indicam que ocorreu um reequilíbrio de mais baixa temperatura ainda na fácies anfíbolito.

Esse reequilíbrio retrogressivo na fácies anfíbolito, que alcançou a fácies xisto verde, aparenta ter sido catalisado, de forma contínua, pela progressão da deformação principal. O aparecimento de albita na borda de plagioclásios e microclínio, de clorita em rochas ácidas, saussuritização e sericitização de plagioclásio, entre outros aspectos, demonstram que o retrometamorfismo dinâmico atingiu condições de fácies xisto verde.

As associações minerais associadas ao retrometamorfismo dinâmico são observadas por toda a área de estudo. Essas assembléias evidenciam variações nas condições metamórficas da fácies anfíbolito para a fácies xisto verde alto a médio.

Uma última assembléia mineral, menos evidente e penetrativa, é correlacionável a um estágio evolutivo tardi- pós-Dn, de natureza estática o qual permitiu a cristalização de sericita sobre muscovita e feldspatos, epidoto não orientados sobre feldspatos e granadas, clorita não orientada sobre granada, biotita e anfíbólio e o aparecimento de epidoto e clorita em fraturas, em associação com quartzo e, mais raramente, albita. Esta última fase pode ter sido desenvolvida em paralelo com a anterior, posicionando-se nas porções afetadas apenas por fraturamentos nos estágios finais do desenvolvimento da foliação principal; enquanto que a segunda etapa está associada à deformação dinâmica (zonas de concentração da deformação).

Os estudos geotermobarométricos mostram que o auge de temperatura registrado nos minerais analisados, em média, varia entre 560°C a 630°C e as pressões entre 7 a 10 kbar.

Apesar da consistência desses valores de P e T, o pico metamórfico pode ter atingido valores entre 640° e 700°C e pressões pouco superiores a 10 kbar.

As análises químicas de gnaisses e de rochas metamáficas mostram que as rochas analisadas apresentam características geoquímicas de magmas gerados em ambientes de arcos magmáticos.

As idades modelo T_{DM} em rocha total, obtidas para as rochas da região, variam entre 0,90 a 1,22 Ga com razões isotópicas $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ e $^{143}\text{Nd}/^{147}\text{Nd}$ entre 0,0881 - 0,1383 e 0,512173 - 0,512600. Estes valores isotópicos são semelhantes aos valores obtidos para litotipos de contexto geológico similar, em outras regiões de Goiás, atribuídas ao Arco Magmático de Goiás. Desta forma, as rochas em foco correspondem à extensão mais meridional do Arco Magmático de Goiás, de idade neoproterozóica.

Quanto à evolução da área, foram encontradas semelhanças estruturais e metamórficas indicando que as unidades cartografadas (Domínio Norte e Sul) foram geradas no mesmo evento geotectônico. O que ocorre é a diferença na distribuição dos litotipos ou o predomínio de determinados litotipos, em uma determinada unidade, resultantes de ambientes diferentes aglutinados pelo evento geotectônico neoproterozóico.

Bibliografia e Referências Bibliográficas

ALMEIDA, F. F. M. de; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B. The upper Precambrian of South America. **Boletim do Instituto de Geologia da USP**, São Paulo, n.7, p. 45-80, 1976.

ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; NEVES B. B. B; FUCK, R. A. Províncias estruturais brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8, 1977, Campina Grande. **Atas...** Campina Grande: SBG, 1977. p. 363-391.

ANGEIRAS A. G. A Faixa de Serpentinóis da Região Central de Goiás. **Anais Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, n. 40, supl., p. 129-136, 1968.

ANGELI, N.; NAVARRO, G.R.B.; ZANARDO, A.; VLACH, S.R.F.; RODRIGUES, V. G. Petrografia e Geoquímica dos Depósitos de Cromínia e Mairipotaba (Goiás). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 42, 2004, Araxá, Minas Gerais. **Anais...** Araxá, MG: Sociedade Brasileira de Geologia Núcleo Minas Gerais, 2004. 1 CD-ROOM.

ANGELI, N.; NAVARRO, G. R. B.; ZANARDO, A.; VLACH, S. R. F. Química mineral e geoquímica dos depósitos de cromita da região de Cromínia e Mairipotaba, Estado de Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 10, SIMPÓSIO DE GEOQUÍMICA DO MERCOSUL, 2, 2005, Porto de Galinhas, Pernambuco. **Resumos...** Porto de Galinhas, PE: Sociedade Brasileira de Geologia, Sociedade Brasileira de Geoquímica Núcleo Nordeste, 2005. 1 CD-ROM.

ARAÚJO, V. A. **Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB**. Folha SE.22-X-A-III – Itaberaí. Escala: 1:100.000. Brasília: CPRM, 1997. 83 p.

ARAÚJO, V. A.; GODOI, P. V. B.; ARAÚJO, H. O. de; MORETON, E. S.; SILVA, L. C.; AS, M. A. D.; MARTINS, A., M. de; MATOS, E. G.; ANDRADE, S. H. S. de; SALES, R.; BERBERT, C. O.; OLIVATTI, O. **Projeto Pontalina – Fase I**. Goiânia: SURGEO/GO; DNPM; CPRM, 1980. 7v.

BAËTA Jr; J. D., SOUZA, J. O.; MORETON, L. C. **Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil**. Folha Morro Agudo de Goiás, SD.22-Z-C-II, Folha Goiás, SD.22-Z-C-V, Folha Snacrerlândia, SE.22-X-A-II. Goiânia: CPRM, 1998. Inédito.

BARBOSA, O. Guia das Excursões. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 9, 1955, Rio de Janeiro. **Noticiário**: SBG, n. 3, p. 3 – 5. 1955.

BARBOSA, P. A. R. **Geologia e Recursos Minerais das Seqüências Supracrustais à Leste de Mossâmedes – GO**. 1987. 305f. Dissertação (Mestrado) - Universidade de Brasília, Brasília. 1987.

BARBOSA, O.; BRAUN, O. P. G.; DYER, R. C.; CUNHA, C. A. C. R. Geologia do triângulo Mineiro. **Boletim da Divisão de Fomento da Produção Mineral**, Rio de Janeiro, n. 136, p. 1-140. 1970a

BARBOSA, O.; BRAUN, O. P. G.; DYER, R. C.; CUNHA, C. R. **Projeto Goiânia**: relatório preliminar. Goiânia: DNPM-PROSPEC, 1970 b.v.1.

BERBERT, C. O. Geologia geral dos complexos básicos-ultrabásicos de Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 24, 1970, Brasília. **Anais...** Brasília: Sociedade Brasileira de Geologia, 1970. p. 41-50.

BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Departamento Nacional da Produção Mineral. 6º Distrito Regional do DNPM. **MAPA GEOLÓGICO DO ESTADO DE GOIÁS**. Brasília; Goiânia: Governo do Estado de Goiás, METAGO S/A, 1987. Escala 1:1.000.000.

BROD, J. A.; LEONARDOS, O. H.; MENESES, P. R.; ALMEIDA, R. de; ARAÚJO, R. N. J.; BLANCO, S. B.; CARDOSO, F. B. F.; CARVALHO Jr., O. A. de; JUNQUEIRA, F. F.; RIEHL Jr., W.; SOUZA, J. C. F.; TALLARICO, F. H. T.; THOMSEM, F. P. R.; ALBUQUERQUE, M. A. C. de; BERBET, M. L. C.; CERQUEIRA, M. R. S.; CHAGAS, M. A.; DIAS, R. R.; LIMA, C. V. de; NAKAMURA, E. T.; PORTO, S. G.; ROMÃO, P. A.; SANTOS, P. C. V. dos. Tectono-estratigrafia da Faixa Brasília na região do Alto Paranaíba. In: SIMPÓSIO GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 3, 1991, Cuiabá. **Anais...** Cuiabá: Sociedade Brasileira de Geologia, 1991. p. 155-168.

CORDANI, U.G.; SATO, K.; TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C. C. G.; BASEI, M. A. S. Crustal evolution of the south american platform. In: CORDANI, U. G.; THOMAS FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (Coord.). **Tectonic Evolution of South America**. Rio de Janeiro: SBG, 2000. p.19-100.

COSTA, L. A. M.; ANGEIRAS, A. G. Tectonic zoning in the Epibaikalian Platform of Central Brazil. (Abstract). **Anais Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 41, n. 4, p. 641, 1970.

DANI, J. C. M.; FUCK, R. A. Unidades tectono-estratigráficas do embasamento das faixas dobradas da margem ocidental do Cráton do São Francisco. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, 1, 1981, Salvador. **Anais...** Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia, 1981. p. 130-139.

DANI, J. C. M.; TEIXEIRA, N. E. Características e sistematização das associações de rochas máficas e ultramáficas pré-cambrianas do estado de Goiás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 1, 1981, Goiânia. **Anais...** Goiânia, Sociedade Brasileira de Geologia, 1981. p. 376.

DARDENNE, M. A. Evolução Geológica. In: LACERDA FILHO, J. V. de; REZENDE, A.; SILVA, A. da (Coord.). **Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - Geologia e Recursos Minerais do Estado de Goiás e Distrito Federal**. Goiânia: CPRM; METAGO S.A.; UnB, 1999. p. 79-86.

DARDENNE, M. A. The Brazilia Fold Belt. In: CORDANI, U. G.; THOMAS FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (Coord.). **Tectonic Evolution of South America**. Rio de Janeiro: SBG. 2000. p. 231-236.

DRAKE Jr., A. A. The Serra de Caldas window. **Prof. Pap. U. S. Geol. Surv.**, Washington n.1119-AB, p.1B-19B, 1980.

ELLIS, D. J. Origin and evolution of granites in normal thickened crust. **Geology**, v. 15, p. 167-170, 1987.

ENGLAND, P. C., THOMPSON, A. B. Pressure-Temperature-time path of regional metamorphism I. Heat transfer during evolution of regions of thickened continental crust. *Journal of Petrology*, 25(4):894-928. 1984.

FISCHEL, D. P.; PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A. Idade do metamorfismo de alto grau no Complexo Anápolis-Itaçu, Goiás, determinada pelo método Sm-Nd. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 4,n. 28, p. 543-544, 1998.

FISCHEL, D. P.; PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A. Preliminary Sm-Nd isotopic study of the Anápolis-Itaçu Complex, Araxá Group and associated granite intrusions, central Brazil. Implications for the evolution of the Brazilian belt. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 2,1999a. **Actas...** 1999a, p. 302-305.

FISCHEL, D. P.; PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A. Preliminary Sm – Nd isotopic study of the Araxá Group, central Goiás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 7, SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 10, 1999, Brasília. **Boletim Resumos....** Brasília: Sociedade Brasileira de Geologia Núcleo Centro-Oeste, 1999b. p.90.

FUCK, R. A. A Faixa Brasília e a compartimentação tectônica na Província Tocantins. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 4, 1994, Brasília. **Atas...**Brasília: Sociedade Brasileira de Geologia, 1994. p. 184-187.

FUCK, R. A. Dobramentos neoproterozóicos da margem Ocidental do Cráton do São Francisco: revisão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, 1990, Natal. **Boletim Resumos...**Natal: Sociedade Brasileira de Geologia, 1990. p. 288-289.

FUCK, R. A.; JARDIM DE SÁ, E. F.; PIMENTEL, M. M.; DARDENNE, M. A.; PEDROSA SOARES, A. C. As Faixas de Dobramentos Marginais do Cráton do São Francisco: Síntese dos Conhecimentos. In: DOMINGUEZ, J. M. L.; MISI, A. (Coord.). **O Cráton do São Francisco**. Salvador: SBG, 1993. p. 161-185.

FUCK, R. A.; PIMENTEL, M. M.; D'el Rey SILVA; LUIZ, J. H. Compartimentação tectônica na porção oriental da Província Tocantins. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, 1994, Camburiú. **Boletim Resumos Expandidos...**Camburiú: Sociedade Brasileira de Geologia, 1994. v. 1, p. 215-216.

FUCK, R. A.; PIMENTEL, M. M.; SOARES, J. E. P.; DANTAS, E. L. Compartimentação da faixa Brasília. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 9, 2005, Goiânia. **Resumos...** Goiânia: Sociedade Brasileira de Geologia Núcleo Centro-Oeste, 2005. 26-27.

GOMES, G. F. P.; VELOSO, F. D. L. M.; GRANT, J. N. M. Contribuição a geologia do sul de Goiás e aplicação de métodos estatísticos em prospecção geoquímica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, 1986, Goiânia. **Boletim, Resumos e Breves Comunicações...** Goiânia: Sociedade Brasileira de Geologia, 1986. p. 118.

HACKSPACHER, P. C.; TRINDADE, I. R.; FETTER, A. H.; DANTAS, E.L., SANTOS, B. L. C. Desenvolvimento das sistemáticas isotópicas U-Pb e Sm/Nd aplicadas em cronologia no laboratório de geoquímica isotópica da UNESP – Rio Claro. In: SIMPÓSIO 40 ANOS DE GEOCRONOLOGIA NO BRASIL, 2004, São Paulo. **Boletim de Resumos...** São Paulo: CPGeo-USP, 2004, p. 25

HASUI, Y.; ALMEIDA, F. F. M. de. Geocronologia do Centro-Oeste Brasileiro no Proterozóico superior. **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**, v. 19, n 1, p. 5-26, 1970.

IANHEZ, A. C.; PITTHAN, J. H. L.; SIMÕES, M. A.; DEL `ARCA, J. O.; TRINDADE, C. A. H.; LUZ, D. S. da; FERNANDES, C. A. C. **Geologia**. In: Brasil. Ministério das Minas e Energia. Projeto RADAM BRASIL: Folha SE.22 Goiânia, Rio de Janeiro: MME-SG, 1983. v. 31, p. 23-348. (Levantamentos de Recursos Naturais, 31).

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). Superintendência de Cartografia. Departamento de Cartografia. **Carta do Brasil**. Folha Topográfica Joviânia (Folha SE-22-X-C-IV). 1973. Escala 1:100 000. (primeira edição).

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). Superintendência de Cartografia. Departamento de Cartografia. **Carta do Brasil**. Folha Topográfica Morrinhos (Folha SE-22-X-D-IV). 1974. Escala 1:100 000. (primeira edição).

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). Superintendência de Cartografia. Departamento de Cartografia. **Carta do Brasil**. Folha Topográfica Piracanjuba (Folha SE-22-X-D-I). 1974. Escala 1:100 000. (primeira edição).

KRÖNER, A. Evolution of the Archean continental crust **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, v. 13, p. 49-74, 1985.

KRÖNER, A. Evolution, growth and stabilization of the precambrian lithosphere. In: POLLACK, H. N.; MURTHY, V. R. (Ed.). **Physics and chemistry of the Earth**. Pergamon, 1984, v. 15, p. 69-106.

LACERDA FILHO, J. V. de; OLIVEIRA, C.C. Gênese e evolução geológica das rochas granitóides da região sul de Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, 1994, Camburiú. **Boletim Resumos Expandidos**...Camburiú: Sociedade Brasileira de Geologia, 1994a. v. 1, p. 146-147.

LACERDA FILHO, J. V. de; OLIVEIRA, C.C. Geologia da região sudeste de Goiás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE E BRASÍLIA, 4, 1994, Brasília. **Anais**...Brasília: Sociedade Brasileira de Geologia Núcleos Centro-Oeste e Brasília, 1994b. p. 157-160.

LACERDA FILHO, J. V. de; OLIVEIRA, C.C. Geologia da região centro-sul de Goiás. **Boletim de Geociências do Centro-Oeste**, Goiânia, v. 18, nº ½, p. 3-19, 1995.

LACERDA FILHO, J. V. de et al. **Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Folha Goiânia, SE.22-X**. Brasília: CPRM, SUREG, Goiás, 1995.

LACERDA FILHO, J. V. de; SILVA, A. de; OLIVEIRA, C. C. de. Arcabouço Geotectônico de Goiás e Distrito Federal. In: LACERDA FILHO, J. V. de; REZENDE, A.; SILVA, A. da (Coord.). **Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - Geologia e Recursos Minerais do Estado de Goiás e Distrito Federal**. Goiânia: CPRM, METAGO S.A., UnB, 1999, p. 19-30.

LACERDA FILHO, J. V. de. Geologia e esboço tectônico da folha Goiânia – SE.22-X. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 5, 1995, Goiânia. **Anais**...Goiânia: Sociedade Brasileira de Geologia Núcleos Centro-Oeste e Brasília, 1995. p. 160-165.

LACERDA FILHO, J. V. de. **Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Folha Caraíba, SE.22-X-B-VI**.Goiânia: CPRM, DNPM, 1989, 149 p.

LAUX, J. H.; PIMENTEL, M. M.; DANTAS, E. L. Preliminary Nd isotopic data for the Anicuns-Itaberaí Sequence, associated orthogneisses, and granite intrusions, Goiás, Brazil. In: SIMPÓSIO GEOLOGIA ISOTOPÓICA, 4, 2001, Chile. **Actas**... Chile, 2001. 1 CD-ROM

LAUX, J. H.; PIMENTEL, M. M.; DANTAS, E. L.; ARMSTRONG, R.; ARMELE, A. New U-Pb data for orthogneisses of the neoproterozoic Goiás magmatic Arc, central Brazil. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPIC GEOLOGY, 4, Salvador. **Short papers**... Salvador, 2003. p. 579-582.

LAUX, J. H.; PIMENTEL, M. M.; DANTAS, E. L.; ARMSTRONG, R.; ARMELE, A.; ARIPLÍNIO, A. N. Mafic magmatism associated with the Goiás magmatic arc in the Anicuns region, Goiás, central Brazil: Sm-Nd isotopes and new ID-TIMS and SHRIMP U-Pb data. **Journal of South American Earth Sciences**, v.16, p.599-614, 2004.

LAUX, J. H.; PIMENTEL, M. M.; DANTAS, E. L.; ARMSTRONG, R.; JUNGES, S. L. Two neoproterozoic crustal accretion events in the Brasília belt, central Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v.18, p.183-198, 2005.

LEAKE, B. E. The chemical distinction between ortho- and para-amphibolites. **Journal of Petrology**, v.5, n. 2, p. 238-254, 1964.

MALAGUTTI, M. I. A.; FILHO, B. O.; MORENO, M. M. T.; NARDY, A. J. R. Determinação de Elementos Terras Raras e Ítrio em rochas silicáticas por ICP-AES com separação em resina trocadora de íons. **Geochimica Brasiliensis**, v.12, n.1/2, p.75-80, 1998.

MARINI, O. J.; FUCK, R. A.; DANNI, J. C. M.; DARDENE, M. A. A evolução geotectônica da Faixa Brasília e do seu embasamento. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS,1, 1979, Salvador ,BA. **Anais...**Salvador, BA: Sociedade Brasileira de Geologia, 1979. p. 100-115.

MARINI, O. J.; FUCK, R. A.; DANNI, J. C. M.; DARDENE, M. A.; LOUGGUÉRCIO, R. O.; RAMALHO, R. As faixas de dobramentos Brasília, Uruaçu e Paraguai-Araguaia e o Maciço Mediano de Goiás. In: SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D. A.; DERZE, G. R.; ASMUS, H. E. (Coord.). **Geologia do Brasil**. Brasília: DNPM., 1984^a p. 251-303.

MARINI, O. J.; FUCK, R. A.; DARDENE, M. A.; DANNI, J. C. M. Províncias Tocantins: setores Central e Sudeste. In: ALMEIDA, F. F. M.; HASUY, Y. (Coord.). **O Pré-cambriano do Brasil**. São Paulo: Edgar Blücher, 1984b. p. 205-264.

MARINI, O. J.; FUCK, R. A.; DARDENE, M. A.; TEIXEIRA, N. A. Dobramentos da borda oeste do Cráton do São Francisco. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS,1978, Salvador. **Publicação Especial...** Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia,1978. v. 3, p.155-204.

MELLO, J. C. R. de; FIGUEIREDO, A. N. Notas sobre ocorrências de Níquel, Cobre e Amianto no Morro Paraíso, município de Cromínia – Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 23,1969, Salvador. **Boletim Especial** nº 1, Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia Núcleo Bahia,1969. p. 28.

MIYASHIRO, A. Volcanic rock series and tectonic setting. **Annual Review of Earth Sciences**, v. 3, p. 251-269, 1975.

MORETON, L. C. **Programa Levantamentos Básicos do Brasil - PLGB**. Folha SE.22-X-B-IV – Goiânia. Escala: 1:100.000. Goiânia: CPRM/DNPM, 1994.

MÜLLEN, E. D. MnO/TiO₂/P₂O₅. A minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and

its implications for petrogenesis. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 62, p. 53-62, 1983.

NARDY, A. J. R.; ENZWEILER, J.; BAHIA FILHO, O.; OLIVEIRA, M. A. F.; PENEREIRO, M. A. V. Determinação de elementos maiores e menores em rochas silicáticas por espectrometria de fluorescência de Raios – X: resultados preliminares. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 6 ,1997, Salvador. **Anais...**Salvador: Sociedade Brasileira de Geoquímica,1997. v. 2, p.346-348.

NAVARRO, G. R. B. **Caracterização metamórfica e estrutural da região de Mairipotaba – GO**. 1999. 57f. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1999.

NAVARRO, G. R. B. **Caracterização metamórfica/estrutural dos corpos metaultramáficos da região de Mairipotaba-Cromínia e Pontalina (GO)**. 2002. 103 f. Dissertação (Mestrado em Geociências). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2002.

NAVARRO, G. R. B.; ZANARDO, A.; GALEMBECK, T. M. B.; ROCHA, M. M. C. Idades Modelo dos Gnaisses da Região de Pontalina Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 52, 2004, Araxá, Minas Gerais. **Anais...**Araxá, MG: Sociedade Brasileira de Geologia Núcleo Minas Gerais, 2004. CD-ROOM.

NAVARRO, G. R. B.; ZANARDO, A. Geoquímica de gnaisses relacionados ao Arco Magmático de Goiás, na região sul do estado de Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 10, SIMPÓSIO DE GEOQUÍMICA DO MERCOSUL, 2, 2005, Porto de Galinhas, PE. **Resumos...** Porto de Galinhas, PE: Sociedade Brasileira de Geologia e Sociedade Brasileira de Geoquímica Núcleo Nordeste, 2005. CD-ROOM.

NIGGLI, P. **Rocks and mineral deposits**. San Francisco: W. H. Freeman & CO. 1954.

NILSON, A. A.; MISRA, K. C. Podiform chromite in serpentinites from the Goiás ophiolitic melange, Central Brazil. **Terra Nova. Abstracts supplement**, 3, Orleães, France, v. 5, p.38, 1993.

NILSON, A. A. O atual estágio de conhecimento dos Complexos máfico-ultramáficos pré-cambrianos do Brasil – Uma avaliação preliminar. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33 ,1984, Rio de Janeiro. **Anais...**Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia,1984. v. 9, p. 4166-4203.

NILSON, A. A.; CORREA, J. A.; MELLO, J. C. R. de; FIGUIEREDO, A. N. de; REIS, A. G. L. dos; BEATA Jr., J. D. A.; ROSITO, J.; LORENZO, J. E. C.; SOBRINHO, M. L.; BERBERT, C. O. Geologia da região de Cromínia-Pontalina-Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 23, 1969, Salvador. **Boletim Especial** nº 1, Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia Núcleo Bahia,1969. p. 70.

OLIVEIRA, C. C. **Programa Levantamentos Básicos do Brasil - PLGB**. Folha SE.22-X-B-V - Leopoldo de Bulhões Escala: 1:100.000. Goiânia: CPRM, DNPM, 1994. 151 p. (Relatório não publicado).

PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A. Origin of orthogneiss and metavolcanic rock units in western Goiás: Neoproterozoic crustal accretion. **Geochimica Brasiliensis**, v. 5, p. 133-152, 1991.

PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. **Geology**, v. 20, p. 375-379, 1992.

PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A. Geocronologia Rb-Sr da porção sudoeste do Maciço de Goiás. **Revista Brasileira de Geociências**, v.2, n.24, p.104-111, 1994.

PIMENTEL, M. M.; HEAMAN, L.; FUCK, R. A.; MARINE, O. J. U-Pb zircon geochronology of precambrian tin-bearing continental-type acid magmatism in central Brazil. **Precambrian Research**, v.52, p.321-335, 1991a.

PIMENTEL, M. M.; HEAMAN, L.; FUCK, R. A. U-Pb zircon and sphene geochronology of late proterozoic volcanic arc rock units from southwestern Goiás, central Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v.4, p.329-339, 1991.

PIMENTEL, M. M.; HEAMAN, L.; FUCK, R. A. Idade do metariolito da Seqüência Maratá, Grupo Araxá, Goiás: estudo geocronológico pelos métodos U-Pb em zircão, Rb-Sr e Sm-Nd. **Anais da Academia de Ciências**, v.1, n.64, p.19-28, 1992.

PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A.; ALVARENGA, C. J. S. de. Post- Brasileiro (Pan-African) high-K granitic magmatism in central Brazil, the role of late Precambrian-early Paleozoic extension. **Precambrian Research**, v.80, p.217-238, 1996a.

PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A.; SILVA, J. L. H. Dados Rb-Sr e Sm-Nd da região de Jussara-Goiás-Mossâmedes (GO), e o limite entre terrenos antigos do Maciço de Goiás e o Arco Magmático de Goiás. **Revista Brasileira de Geociências**, v.26, p.61-70, 1996b.

PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A.; DARDENNE, M. A.; RIBEIRO, R. J. da C. Características isotópicas (Sr e Nd) e geoquímicas do magmatismo granítico associado ao Grupo Araxá na Região de Ipameri, Goiás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 6, 1997, Cuiabá. **Anais...** Cuiabá: Sociedade Brasileira de Geologia Núcleo Centro-Oeste, 1997a. p. 11-14.

PIMENTEL, M. M.; WHITEHOUSE, M. J.; VIANA, M. G.; FUCK, R. A.; MACHADO, N. The Mara Rosa arc in the Tocantins Province: further evidence for Neoproterozoic crustal accretion in Central Brazil. **Precambrian Research**, v. 81, p. 299-310, 1997b.

PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A.; GIOIA, S. M. C. L. Novos dados Sm-Nd eo limite leste do Arco Magmático no sudeste de Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40, 1998, Belo Horizonte. **Anais...**Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Geologia Núcleo Minas Gerais, 1998. p. 39.

PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A.; FISCHER, D. P. Estudo isotópico Sm-Nd regional da porção central da Faixa Brasília, Goiás: implicações para idade e origem dos granulitos do Complexo Anápolis-Itauçu e rochas metassedimentares do Grupo Araxá. **Revista Brasileira de Geociências**, v.2, n.29, p.271-276, 1999a.

PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A.; BOTELHO, N. F. Granites and the geodynamic history of the neoproterozoic Brasília belt, Central Brazil: a review. **Lithos**, v.46, p.463-483, 1999b.

PIMENTEL, M. M.; VIANA, M. G.; DARDENNE, M. A. Proveniência dos sedimentos da Faixa Brasília com base em dados isotópicos Sm – Nd. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 7, SIMPÓSIO GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 10, Brasília. **Boletim de Resumos...** Brasília: Sociedade Brasileira de Geologia, 1999c. p. 90.

PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A.; JOST, H.; FERREIRA FILHO, C. F.; ARAÚJO, S. M. The basement of the Brasília Fold Belt and the Goiás magmatic arc. In: CORDANI, U. G.; THOMAS FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (Coord.). **Tectonic Evolution of South America**. Rio de Janeiro: SBG, 2000a. p.195-229.

PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A.; GIOIA, S. M. C. L. The neoproterozoic Goiás magmatic arc, central Brazil: A review and new Sm-Nd isotopic data. **Revista Brasileira de Geociências**, v.2, n.30, p.35-39, 2000b.

PIMENTEL, M. M.; DARDENNE, M. A.; FUCK, R. A.; VIANA, M. G.; JUNGES, S. L.; FISCHER, D. P.; SEER, H. J.; DANTAS, E. L. Nd isotopes and the provenance of detrital sediments of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 14, p. 571-585, 2001.

PIMENTEL, M. M.; HOLLANDA, M. H. B. M.; ARMSTRONG, R. SHIRIMP U-Pb age and Sr-Nd isotopes of the Morro do baú mafic intrusion: implications for the evolution of the Arenópolis volcano-sedimentary sequence, Goiás magmatic Arc. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v 3, n.75, p. 331-339, 2003.

PIMENTEL, M. M.; JOST, H.; FUCK, R. A. O embasamento da Faixa Brasília e o arco Magmático de Goiás. In: MANTESSO-NETO, V., BARTORELLI, A., CARNEIRO, C. DAL RÉ, BRITO-NEVES, B. B. de (Org.). **Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Ed. Beca, 2004. p. 355-368.

PINHEIRO, M. M. Caracterização gravimétrica de eventos tectono-estruturais da região central do estado de Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, 1994, Camburiú. **Boletim...** Camburiú: Sociedade Brasileira de Geologia, 1994. p. 7-9.

PIUZANA, D.; PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A.; ARMSTRONG, R. A. Sedimentation age of the Araxá Group, southern Brasília Belt, based on U-Pb shrimp data from micaschist, Bonfinópolis amphibolite and intrusive tonalite. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 4, 2003. **Actas...**, 2003a. p. 652 – 655.

PIUZANA, D.; PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A.; ARMSTRONG, R. SHIRIMP U-Pb and Sm-Nd data for the Araxá Group and associated magmatic rocks: constraints for the age of sedimentation and geodynamic context of the southern Brasília Belt, central Brazil. **Precambrian Research**, n. 125, p. 139-160, 2003b.

PIUZANA, D.; PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A.; ARMSTRONG, R. Neoproterozoic granulite facies metamorphism and coeval granitic magmatism in the Brasília Belt, central Brazil: regional implications of new SHIRIMP U-Pb and Sm-Nd data. **Precambrian Research**, n. 125, p. 245-273, 2003c.

POWELL, R.; HOLLAND, T. Optimal geothermometry and geobarometry. **American Mineralogist**, n. 79, p. 120-144, 1984.

REZENDE, A.; NILSON, A. A.; SILVA, A. da; ALVARENGA, C. J. S. de; GEBRIM, E.; GODOI, H. O.; LACERDA FILHO, J. V. de; DANNI, J. C. M.; CAMPOS, J. E. G.; BRILHANTE, J. R.; DARDENNE, M. A.; RESENDE, M.; PIMENTEL, M. M.; FRANCISQUINI, N.; BARBOSA, P. A. R.; BOAS, P. F. V.; LIMA, T. M.; FILHO, W. R. Descrição das Unidades Litoestratigráficas. In: LACERDA FILHO, J. V. de; REZENDE, A.; SILVA, A. da (Coord.). **Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - Geologia e Recursos Minerais do Estado de Goiás e Distrito Federal**. Goiânia: CPRM, METAGO S.A., UnB. , 1999. p. 31-78.

RICHARD, L. R. MINPET – Mineralogical and Petrological Data Processing System. 1995.

ROCHA, M. M. C. **Caracterização tectono-metamórfica da região das Serras do Lobo, Mota e norte da Serra do Sudário, municípios de Pontalina e Morrinhos, estado de Goiás**. 2003. 91f. Trabalho de Conclusão do Curso (Graduação em Geologia). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2003.

RODRIGUES, J. B.; GIOIA, S. M. C. L.; PIMENTEL, M. M. Geocronologia e geoquímica de ortognaisses da região entre Iporá e Firminópolis: implicações para a evolução do Arco Magmático de Goiás. **Revista Brasileira de Geociências**, V.2, n.29, 207-216, 1999.

RODRIGUES, V. G. **Petrologia e geoquímica das ocorrências de cromititos nas regiões de Mairipotaba e Cromínia (GO)**. 2003, 72f. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2003.

SATO, K. **Evolução crustal da Plataforma Sul Americana, com base na geoquímica isotópica Sm-Nd**. 1998. 297f. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1998.

SATO, K.; TASSINARI, C. C. G. Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico baseados em idade-modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo. Contribuições à Geologia da Amazônia, p.91-142, 1993.

SATO, K.; TASSINARI, C. C. G.; KAWASHITA, K.; PETRONILHO, L. O método geocronológico Sm/Nd no IG/USP e suas aplicações. **Anais Academia Brasileira de Ciências**, v.3, n.67, p. 313-336, 1995.

SCHOBENHAUS F.; C.; OGUINO, K.; RIBEIRO, C. L.; OLIVA, L. A.; TAKANOHASHI, J. T. **Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo; folha Goiânia (SE.22)**. Brasília, Departamento Nacional de Produção Mineral, 1975a. 79p.

SCHOBENHAUS F.; C.; RIBEIRO, C. L.; OLIVA, L. A.; TAKANOHASHI, J. T.; LINDENMAYER, Z. G.; VASCONCELOS, J. B.; ORLANDI, V. **Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo; Folha Goiás, (SD.22)**. Brasília, Departamento Nacional de Produção Mineral, 1975b. 114p.

SCORZA, E. P. Distribuição das rochas ultrabásicas no Brasil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**. v. 40, p. 119-126, 1968 (suplemento).

SIMÕES, L. S. A. **Compartimentos Crustais do Domínio Interno da Faixa Brasília no sul do estado de Goiás**. 2005. 104 f. Tese (Livre Docência). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2005.

SIMÕES, L. S. A. et al. CARACTERIZAÇÃO METAMORFICA E ESTRUTURAL DOS TERRENOS ADJACENTES Á PROVÁVEL ZONA DE SUTURA DA FAIXA BRASÍLIA, NO SUL DE GOIÁS. 1999a. Projeto financiado pelo CNPq, processo 500315/91-4, no período de 1998-1999. Relatório Interno. p. 145. (não publicado)

SIMÕES, L. S. A.; NAVARRO, G. R. B. N.; FERREIRA, S.; MORAES, R. Geologia da região de Mairipotaba - GO. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 7, 1999, Brasília. **Boletim...** Brasília: Sociedade Brasileira de Geologia Núcleos Brasília, Centro-Oeste e Minas Gerais, 1999b. p. 11.

SIMÕES, L. S. A.; FERREIRA, S.; NAVARRO, G. R. B. N.; MORAES, R. Geologia da região de Edealina - GO. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 7, 1999, Brasília. **Boletim ...** Brasília: Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleos Brasília, Centro-Oeste e Minas Gerais, 1999c. p. 9.

SOUZA JR., J. J. et al. Geologia da bacia Sedimentar do Paraná. In: BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Projeto RADAMBRASIL: Folha Se.22 Goiânia. Rio de Janeiro: MME-SG, 1983. V.31, p.23-348. (Levantamentos de Recursos Naturais, 31).

STRIEDER, A. J. **Deformação e Metamorfismo na região de Santa Cruz de Goiás. Correlação Tectono-estratigráfica e evolução tectônica regional**. 1993. 260f. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 1993.

STRIEDER, A. J.; NILSON, A. A. Melange ofiolítica nos metassedimentos Araxá de Abadiânia (GO) e implicações tectônicas regionais. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 22, n. 2, p. 204-215, 1992a.

STRIEDER, A. J.; NILSON, A. A. Estudo petrológico de alguns fragmentos tectônicos da melange ofiolítica em Abadiânia (GO): I – O protólito dos corpos de serpentinito. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 22, n. 3, p. 329-337, 1992b.

STRIEDER, A. J.; NILSON, A. A. Estudo petrológico de alguns fragmentos tectônicos da melange ofiolítica em Abadiânia (GO): II – Cromita primária e suas transformações metamórficas. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 22, n. 3, p. 353-362, 1992c.

SUN, S. S.; McDONOUGH, W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: magmatismo in the ocean basins. **Geological Society**, n.42, p. 313-345, 1989. (Special Publication).

TASSINARI, C. C. G. Comentários sobre a geocronologia das Folhas 1:100.000 do Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, Projeto Sudeste de Goiás, CPRM/DNPM, 1988 (Relatório não publicado).

TAYLOR, S. R.; MACLENNAN, S. M. **The continental crust: its composition and evolution**. Oxford: Blackwell, 1985. 312 p.

TOMAZOLLI, E. R. O greenstone belt de Goiás, estudos geocronológicos. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 22, n. 1, p. 56-60, 1992.

VALENTE, C. R. **Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais**. Folha Morrinhos, SE.22-X-D. Brasília: DNPM,CPRM,SRG. 18 p. 1986.

VALERIANO, C. M.; DARDENNE, M. A.; FONSECA, M. A.; SIMÕES, L. S. A.; SEER, H. J. A evolução tectônica da Faixa Brasília. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITONEVES, B. B. de (Org.). **Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Ed. Beca, 2004. p. 575-592.

VIANA, M. G.; PIMENTEL, M. M.; WHITEHOUSE, M. J.; FUCK, R. A.; MACHADO, N. O Arco Magmático de Mara Rosa, Goiás: geoquímica e geocronologia e suas implicações regionais. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 25, n 2, p. 111-123, 1995.

WINCHESTER, J. A.; PARK, R. G.; HOLLAND, J. G. The geochemistry of Lewisian semipelitic schists from the Gairloch District, Wester Ross. **Scott Journal of Geology**, v.16, p.165-179, 1980.

ZANARDO, A. **Pesquisa Geológica e de matérias primas cerâmicas do centro nordeste do Estado de São Paulo e vizinhanças – Sistematização crítica da produção Técnico - Científica**. 2003. 304 f. Tese (Livre Docência). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2003.

Livros Grátis

(<http://www.livrosgratis.com.br>)

Milhares de Livros para Download:

[Baixar livros de Administração](#)

[Baixar livros de Agronomia](#)

[Baixar livros de Arquitetura](#)

[Baixar livros de Artes](#)

[Baixar livros de Astronomia](#)

[Baixar livros de Biologia Geral](#)

[Baixar livros de Ciência da Computação](#)

[Baixar livros de Ciência da Informação](#)

[Baixar livros de Ciência Política](#)

[Baixar livros de Ciências da Saúde](#)

[Baixar livros de Comunicação](#)

[Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE](#)

[Baixar livros de Defesa civil](#)

[Baixar livros de Direito](#)

[Baixar livros de Direitos humanos](#)

[Baixar livros de Economia](#)

[Baixar livros de Economia Doméstica](#)

[Baixar livros de Educação](#)

[Baixar livros de Educação - Trânsito](#)

[Baixar livros de Educação Física](#)

[Baixar livros de Engenharia Aeroespacial](#)

[Baixar livros de Farmácia](#)

[Baixar livros de Filosofia](#)

[Baixar livros de Física](#)

[Baixar livros de Geociências](#)

[Baixar livros de Geografia](#)

[Baixar livros de História](#)

[Baixar livros de Línguas](#)

[Baixar livros de Literatura](#)
[Baixar livros de Literatura de Cordel](#)
[Baixar livros de Literatura Infantil](#)
[Baixar livros de Matemática](#)
[Baixar livros de Medicina](#)
[Baixar livros de Medicina Veterinária](#)
[Baixar livros de Meio Ambiente](#)
[Baixar livros de Meteorologia](#)
[Baixar Monografias e TCC](#)
[Baixar livros Multidisciplinar](#)
[Baixar livros de Música](#)
[Baixar livros de Psicologia](#)
[Baixar livros de Química](#)
[Baixar livros de Saúde Coletiva](#)
[Baixar livros de Serviço Social](#)
[Baixar livros de Sociologia](#)
[Baixar livros de Teologia](#)
[Baixar livros de Trabalho](#)
[Baixar livros de Turismo](#)