UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

O COMPLEXO METAMÓRFICO BONFIM
SETENTRIONAL (QUADRILÁTERO FERRÍFERO,
MINAS GERAIS): LITOESTRATIGRAFIA E EVOLUÇÃO
GEOLÓGICA DE UM SEGMENTO DE CROSTA
CONTINENTAL DO ARQUEANO.

Maurício Antonio Carneiro

Orientador: Prof. Dr. Wilson Teixeira

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO JULGADORA

	nome	ass.
Presidente:	<u>Dr. W. Teixeira</u>	<u>Wilson Teixeira</u>
Examinadores:	<u>Dr. M.M. Pimentel</u>	<u>Maurício A. Carneiro</u>
	<u>Dr. J. Quéméneur</u>	<u>J. Quéméneur</u>
	<u>Dr. A.C. Artur</u>	<u>A.C. Artur</u>
	<u>Dr. J.H.D. Schorscher</u>	<u>J.H.D. Schorscher</u>

São Paulo
1992

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA GERAL
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOQUÍMICA E GEOTECTÔNICA

**O COMPLEXO METAMÓRFICO BONFIM SETENTRIONAL (QUADRILÁTERO
FERRIFERO, MINAS GERAIS): LITOESTRATIGRAFIA E
EVOLUÇÃO GEOLOGICA DE UM SEGMENTO DE CROSTA
CONTINENTAL DO ARQUEANO.**

TESE DE DOUTORAMENTO

MAURÍCIO ANTONIO CARNEIRO

ORIENTADOR PROF. Dr. WILSON TEIXEIRA

SÃO PAULO 1992.

DEDALUS - Acervo - IGC

30900004705

Para Angelina e Bruno que, além de suportarem bravamente o inverno de Montreal, também sobreviveram às enchentes de São Paulo, à inflação, aos atrasos da bolsa, etc, etc, ... E a esta tese. Ufa !!!

I

O COMPLEXO METAMÓRFICO BONFIM SETENTRIONAL (QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MINAS GERAIS): LITOESTRATIGRAFIA E EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DE UM SEGMENTO DE CROSTA CONTINENTAL DO ARQUEANO.

ÍNDICE GERAL

ÍNDICE DOS TEMAS	I
ÍNDICE DOS ANEXOS	V
ÍNDICE DAS TABELAS	V
ÍNDICE DAS FIGURAS	VI
ÍNDICE DAS FOTOS	X
ÍNDICE DAS FOTOMICROGRAFIAS	XI
RESUMO	XIII
ABSTRACT	XV
AGRADECIMENTOS	XVII

ÍNDICE DOS TEMAS

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO	1
1.1 - Considerações gerais	1
1.2 - Objetivo e área pesquisada	5
1.3 - Localização e acessos	7
1.4 - Aspectos fisiográficos, ocupação geográfica e malha viária.....	7
1.5 - Metodologia	9
1.5.1 - Consulta bibliográfica	10
1.5.2 - Mapeamento	10
1.5.3 - Análises petrográficas e a classificação utilizada.....	14
1.5.4 - Litogeoquímica	14
1.5.5 - Geocronologia	15
1.5.5.1 - Geocronologia K/Ar	15
1.5.5.2 - Geocronologia Rb/Sr	16
1.5.5.3 - Geocronologia U/Pb em zircão e titanita	17
CAPÍTULO 2 - CONTEXTO GEOLÓGICO	21
2.1 - O Craton do São Francisco Meridional	21
2.2 - O Quadrilátero Ferrífero	23

2.3 - As unidades litoestratigráficas de Herz (1970) para o complexo metamórfico do Quadrilátero Ferrífero	25
2.3.1 - Domo de Bonfim (de acordo também com Simmons 1968).....	27
2.3.2 - Gnaisses Souza Noschese	27
2.3.3 - Granito (<i>sic</i>) Alberto Flores	29
2.3.4 - Complexo Bação	29
2.3.5 - Granito Gnaiss Itabirito	29
2.3.6 - Granodiorito Engenheiro Correia	29
2.3.7 - Complexo Moeda	29
2.3.8 - Granito Gnaiss do Complexo Moeda	30
2.3.9 - Granodiorito porfirítico do Complexo Moeda	30
2.4 - As unidades litoestratigráficas de Schorscher (1988; 1991; 1992), Schorscher <i>et al.</i> (1982) para o complexo metamórfico do Quadrilátero Ferrífero	30
2.5 - Sumário do contexto geológico	32

CAPÍTULO 3 - O COMPLEXO METAMÓRFICO BONFIM SETENTRIONAL 34

3.1 - Sequência litoestratigráfica do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional.....	34
3.2 - Características gerais do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional	36
3.2.1 - Limites e contatos geológicos	36
3.2.2 - Feições geológicas internas	38
3.2.2.1 - Foliação milonítica	38
3.2.2.2 - Zonas de cisalhamento	40
3.2.2.3 - Corpos intrusivos	42
3.2.2.4 - Xenólitos	43
3.2.2.5 - Supracrustais	44
3.3 - Petrografia das unidades litoestratigráficas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional	44
3.3.1 - Gnaisses Alberto Flores	45
3.3.1.1 - Local tipo e distribuição	46
3.3.1.2 - Textura	48
3.3.1.3 - Mineralogia	50
3.3.1.4 - Metamorfismo	51
3.3.2 - Anfibólitos Paraopeba	51
3.3.2.1 - Local tipo e distribuição	52
3.3.2.2 - Textura	53
3.3.2.3 - Mineralogia	53
3.3.2.4 - Metamorfismo	55
3.3.3 - Gnaisses Souza Noschese	56
3.3.3.1 - Local tipo e distribuição	57
3.3.3.2 - Textura	58
3.3.3.3 - Mineralogia	58
3.3.3.4 - Metamorfismo	60
3.3.4 - Tonalitos Samambaia	60
3.3.4.1 - Local tipo e distribuição	62
3.3.4.2 - Textura	62

3.3.4.3 - Mineralogia	64
3.3.4.4 - Metamorfismo	66
3.3.5 - Anfibolitos Candeias	66
3.3.5.1 - Local tipo e distribuição	66
3.3.5.2 - Textura	67
3.3.5.3 - Mineralogia	67
3.3.5.4 - Metamorfismo	69
3.3.6 - Granitos Brumadinho	69
3.3.6.1 - Local tipo e distribuição	69
3.3.6.2 - Textura	70
3.3.6.3 - Mineralogia	70
3.3.6.4 - Metamorfismo	73
3.3.7 - Metadiabásios Conceição de Itaguá	73
3.3.7.1 - Local tipo e distribuição	73
3.3.7.2 - Textura	73
3.3.7.3 - Mineralogia	76
3.3.7.4 - Metamorfismo	76
3.3.8 - Diabásios Santa Cruz	77
3.3.8.1 - Local tipo e distribuição	77
3.3.8.2 - Textura	78
3.3.8.3 - Mineralogia	78
3.3.8.4 - Metamorfismo	81
3.4 - Sumário litoestratigráfico do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional	81

CAPÍTULO 4 - LITOGEOQUÍMICA 85

4.1 - Fundamentos gerais	85
4.1.1 - Mobilidade dos elementos químicos no intemperismo	86
4.1.2 - Mobilidade dos elementos químicos no metamorfismo	86
4.1.3 - Critérios discriminantes na seleção de dados no estudo litogeoquímico	88
4.2 - Litogeoquímica do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional	91
4.2.1 - Litogeoquímica das unidades máficas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional	92
4.2.1.1 - Avaliação do conteúdo geral de K_2O , Rb, H_2O e CO_2 das unidades máficas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional	93
4.2.1.2 - Diagramas de variação	94
4.2.1.3 - Classificação geoquímica das unidades máficas do complexo Metamórfico Bonfim Setentrional	100
4.2.1.3.1 - Classificação geoquímica segundo Le Bas <i>et al.</i> (1986)	100
4.2.1.3.2 - Classificação geoquímica segundo De La Roche <i>et al.</i> (1980)	101
4.2.1.3.3 - Classificação geoquímica segundo Irvine & Baragar (1971)	102
4.2.1.3.4 - Classificação geoquímica segundo Winchester & Floyd (1977)	103
4.2.1.4 - A Natureza basáltica e os processos de cristalização das unidades máficas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional	107
4.2.1.4.1 - Testando o caráter basáltico das unidades máficas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional	108
4.2.1.4.2 - Testando o processo de cristalização das unidades máficas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional	111
4.2.1.5 - O Padrão geoquímico das unidades máficas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional	112

4.2.1.6 - Natureza tectônica e petrogenética das unidades máficas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional	115
4.2.1.7 - Sumário litogeoquímico das unidades máficas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional	123
4.2.2 - Litogeoquímica das unidades félsicas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional	124
4.2.2.1 - Resultados analíticos	124
4.2.2.2 - Diagramas de variação	126
4.2.2.3 - Classificação geoquímica das unidades félsicas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional	129
4.2.2.4 - O padrão geoquímico das unidades félsicas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional	135
4.2.2.5 - Natureza tectônica e petrogenética das unidades félsicas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional	140
4.2.2.6 - Sumário litogeoquímico das unidades félsicas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional	144

CAPÍTULO 5 - GEOCRONOLOGIA 145

5.1 - O acervo geocronológico do Quadrilátero Ferrífero	145
5.1.1 - Geocronologia K/Ar e Rb/Sr em minerais	146
5.1.2 - Geocronologia Rb/Sr em rocha total	147
5.1.3 - Geocronologia Pb/Pb	149
5.1.4 - Geocronologia U/Pb em minerais	150
5.2 - A interpretação geocronológica do Craton do São Francisco Meridional	152
5.3 - Geocronologia do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional: Resultados obtidos	154
5.3.1 - Geocronologia dos Gnaisses Alberto Flores	155
5.3.1.1 - Geocronologia U/Pb em zircões	155
5.3.1.2 - Geocronologia Rb/Sr em rocha total	156
5.3.1.3 - Geocronologia K/Ar em biotitas	158
5.3.2 - Geocronologia K/Ar dos Anfibolitos Paraopeba	160
5.3.3 - Geocronologia dos Gnaisses Souza Noschese	161
5.3.3.1 - Geocronologia Rb/Sr em rocha total	161
5.3.4 - Geocronologia dos Tonalitos Samambaia	162
5.3.4.1 - Geocronologia U/Pb em zircões e titanitas	163
5.3.4.2 - Geocronologia Rb/Sr em rocha total	164
5.3.4.3 - Geocronologia K/Ar em biotitas	165
5.3.5 - Geocronologia dos Anfibolitos Candeias	166
5.3.6 - Geocronologia dos Granitos Brumadinho	167
5.3.6.1 - Geocronologia U/Pb em zircões	167
5.3.6.2 - Geocronologia Rb/Sr em rocha total	168
5.3.6.3 - Geocronologia K/Ar em biotitas	169
5.3.7 - Geocronologia dos Metadiabásios Conceição de Itaguá	170
5.3.8 - Geocronologia dos Diabásios Santa Cruz	171
5.4 - Discussão integrada dos resultados geocronológicos obtidos no Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional	171
5.5 - Sumário geocronológico	181

CAPÍTULO 6 - EVOLUÇÃO GEOLÓGICA 183

- 6.1 - O paradigma crustal do Arqueano 183
- 6.2 - Origem e evolução da crosta arqueana do Quadrilátero Ferrífero:
evidências a partir do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional 184
- 6.3 - A evolução geológica do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional no
decorrer do Proterozóico 193
- 6.4 - O modelo geotectônico do Craton do São Francisco Meridional
revisitado 196

CAPÍTULO 7 - SUMÁRIO 199

- 7.1 - Súmula das características gerais das unidades litoestratigráficas do
Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional 199
- 7.1.1 - Gnaisses Alberto Flores 199
- 7.1.2 - Anfíbolitos Paraopeba 200
- 7.1.2 - Gnaisses Souza Noschese 201
- 7.1.4 - Tonalitos Samambaia 202
- 7.1.5 - Anfíbolitos Candeias 203
- 7.1.6 - Granitos Brumadinho 204
- 7.1.7 - Metadiabásios Conceição de Itaguá 205
- 7.1.8 - Diabásios Santa Cruz 206
- 7.2 - Evolução geológica do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional 206

CAPÍTULO 8 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 209

ÍNDICE DOS ANEXOS

- 1.1 - Mapa de pontos do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional (Envelope)
- 1.2 - Mapa geológico do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional (Envelope)
- 1.3 - Resultados geoquímicos e a norma CIPW das rochas máficas do
Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional 226
- 1.4 - Resultados geoquímicos e a norma CIPW das rochas félsicas do
Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional 230

ÍNDICE DAS TABELAS

- Tabela 2.1 - Grandes unidades litoestratigráficas do Craton do São Francisco
Meridional 22

Tabela 2.2 - A classificação Herz (1970) para os gnaisses e granitóides do complexo metamórfico do Quadrilátero Ferrífero	26
Tabela 3.1 - Seqüência litoestratigráfica do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional	35
Tabela 4.1 - Resumo geoquímico das suítes máficas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional	92
Tabela 4.2 - Razões médias de alguns elementos de potencial iônico intermediário das suítes máficas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional	98
Tabela 4.3 - Resumo geoquímico das suítes félsicas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional	125
Tabela 4.4 - Parâmetros químicos de Barker (1979) para a definição de trondhjemitos	132
Tabela 4.5 - Composições químicas representativas, de alguns gnaisses do Arqueano para comparação com os Gnaisses Alberto Flores	133
Tabela 5.1 - Idades isocrônicas Rb/Sr no âmbito do Craton do São Francisco Meridional, de acordo com Teixeira (1985)	148
Tabela 5.2 - Idades U/Pb no âmbito do Quadrilátero Ferrífero de acordo com Machado <i>et al.</i> (1989b)	151
Tabela 5.3 - Resultados analíticos U/Pb de rochas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional	157
Tabela 5.4 - Resultados Rb/Sr das unidades félsicas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional	159
Tabela 5.5 - Resultados K/Ar das unidades litoestratigráficas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional	160

ÍNDICE DAS FIGURAS

Figura 1.1 - Principais traços geológicos do Craton do São Francisco Meridional (modificado de Marshak & Alkmim 1989)	4
Figura 1.2 - Contexto geológico do Quadrilátero Ferrífero e adjacências (modificado de Marshak & Alkmim 1989) identificando a porção setentrional do Complexo Metamórfico Bonfim (retângulo quadriculado) investigada neste trabalho	6
Figura 1.3 - Acessos e malha viária da região do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional	8
Figura 2.1 - Os diversos complexos metamórficos informais (1) e a seqüência supracrustal (2) do Quadrilátero Ferrífero, que compreende os Supergrupo Rio das Velhas e Minas	23

Figura 2.2 - Distribuição das unidades litoestratigráficas de Herz (1970) na região do Complexo Metamórfico Bonfim e adjacências	28
Figura 3.1 - Geologia do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional e adjacências, de acordo com o mapa geológico do IGA (1982), Folha Brumadinho 1:50.000 (Simplificado)	37
Figura 3.2 - Diagramas de isofrequência das principais estruturas tectônicas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional, plotadas em estereogramas de igual área (Schmidt-Lambert), polo inferior	40
Figura 3.3 - Classificação química das unidades félsicas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional segundo o diagrama Anortita-Albita-Ortoclásio de O'Connor (1965) mostrando o campo dos tonalitos (A), granodioritos (B), quartzo monzonitos (C), trondhjemitos (D) e granitos (E).....	48
Figura 3.4 - Classificação química das suítes máficas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional segundo a proposta de De La Roche <i>et al.</i> (1980; com as modificações de Bellieni <i>et al.</i> 1981).....	52
Figura 4.1 - Diagramas das razões de proporção molecular das suítes máficas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional	90
Figura 4.2 - Diagramas de variação (SiO_2 versus óxidos) para as suítes máficas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional	95
Figura 4.3 - Diagramas de variação (SiO_2 versus elementos traços) para as suítes máficas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional	96
Figura 4.4 - Diagramas de variação para alguns elementos e/ou razões de elementos de potencial iônico intermediário das suítes máficas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional	99
Figura 4.5 - Classificação geral das suítes máficas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional, de acordo com a proposta de Le Bas <i>et al.</i> (1986)	101
Figura 4.6 - Classificação geral das suítes máficas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional de acordo com o diagrama AFM, segundo a proposta de Irvine & Baragar (1971)	103
Figura 4.7 - Classificação geral das suítes máficas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional segundo a proposta de Winchester & Floyd (1977)	104
Figura 4.8 - Diagrama TiO_2 versus Zr para as suítes máficas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional	110
Figura 4.9 - Diagrama TiO_2 versus Al_2O_3 para as suítes máficas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional	111
Figura 4.10 - Padrão geoquímico da composição média das suítes máficas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional, normalizados pelos valores de Pearce (1982; 1983)	114

Figura 4.11 - Padrão geoquímico da composição média dos elementos de terras raras das suítes máficas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional, normalizados pelos valores do condrito de Masuda et al. (1973)	115
Figura 4.12 - Padrões geoquímicos médios das suítes máficas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional para comparação com alguns envelopes de variação de padrões geoquímicos de ambientes tectônicos modernos (adaptados de Pearce 1982; 1983; 1986 e Pharaoh & Pearce 1984)	117
Figura 4.13 - Padrões geoquímicos médios dos elementos de terras raras das suítes máficas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional para comparação com alguns padrões basálticos arqueanos e fanerozóicos de Condie (1981)	120
Figura 4.14 - Diagrama Ti versus Zr (modificado Pharaoh & Pearce 1984) das suítes máficas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional para comparação com algumas suítes máficas selecionadas de ambientes geológicos semelhantes	122
Figura 4.15 - Diagramas de variação (SiO_2 versus óxidos) para as suítes félsicas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional	127
Figura 4.16 - Diagramas de variação (SiO_2 versus elementos traços) para as suítes félsicas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional	128
Figura 4.17 - Classificação geral das suítes félsicas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional, em termos de alumina e alcalis, de acordo com o diagrama de Maniar & Picolli (1989)	130
Figura 4.18 - Classificação geral das suítes félsicas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional, segundo o diagrama AFM de acordo com a proposta de Irvine & Baragar (1971)	131
Figura 4.19 - Classificação geral das suítes félsicas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional de acordo com a proposta de De La Roche et al. (1980)	134
Figura 4.20 - Padrão geoquímico da composição média das suítes félsicas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional, normalizados pelos valores do padrão ORG (granitos de cadeias oceânicas) de acordo com Pearce et al. (1984)	135
Figura 4.21 - Padrão geoquímico da composição média dos elementos de terras raras das suítes félsicas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional, normalizados pelos valores do condrito de acordo com Masuda et al. (1973)	137
Figura 4.22 - Padrão geoquímico médio dos elementos de terras raras das suítes félsicas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional para comparação com alguns padrões arqueanos e pós- arqueanos de alto Al_2O_3 , de acordo com Condie (1981)	138

Figura 4.23 - Padrão geoquímico médio dos elementos de terras raras das suítes félsicas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional para comparação com alguns padrões arqueanos e pós- arqueanos de baixo Al_2O_3 , de acordo com Condie (1981)	139
Figura 4.24 - Padrão geoquímico médio dos elementos de terras raras das suítes félsicas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional para comparação com alguns padrões de granitos e quartzo monzonitos arqueanos e pós-arqueanos de acordo com Condie (1981)	140
Figura 4.25 - Envelope de variação de padrões geoquímicos médios de alguns granitóides do Fanerozóico, classificados de acordo com o seu ambiente tectônico (adaptado de Pearce <i>et al.</i> 1984), para compação com o padrão geoquímico das suítes félsicas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional	142
Figura 5.1 - Histograma das idades aparentes K/Ar e Rb/ Sr em minerais, no âmbito do Craton do São Francisco Meridional Modificado de Teixeira & Figueiredo (1991)	146
Figura 5.2 - Esboço geológico do setor Meridional do Craton do São Francisco, adaptado de Machado Filho <i>et al.</i> (1983) e Teixeira & Figueiredo (1991)	153
Figura 5.3 - Diagrama concórdia U/Pb para um monocrystal de zircão (Z) dos Gnaisses Alberto Flores	156
Figura 5.4 - Diagrama isocrônico Rb/Sr em rocha total para os Gnaisses Alberto Flores	158
Figura 5.5 - Diagrama isocrônico Rb/Sr em rocha total para os Gnaisses Souza Noschese	162
Figura 5.6 - Diagrama concórdia U/Pb para zircões (Z) e titanitas (T) dos Tonalitos Samambaia	163
Figura 5.7 - Diagrama isocrônico Rb/Sr em rocha total para os Tonalitos Samambaia	165
Figura 5.8 - Diagrama concórdia U/Pb para zircões (Z) dos Granitos Brumadinho	168
Figura 5.9 - Diagrama isocrônico Rb/Sr em rocha total para os Granitos Brumadinho	169
Figura 5.10 - Diagrama isocrônico Rb/Sr em rocha total construído a partir do conjunto integral das razões isotópicas das unidades litoestratigráficas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional	178
Figura 5.11 - Diagrama isocrônico Rb/Sr em rocha total para algumas razões isotópicas selecionadas a partir dos Gnaisses Alberto Flores (círculos); Gnaisses Souza Noschese (quadrados); Tonalitos Samambaia (losangos) e Granitos Brumadinho (cruzes)	179

Figura 5.12 - Diagrama isocrônico Rb/Sr em rocha total para algumas razões isotópicas selecionadas a partir dos Gnaisses Alberto Flores (círculos); Tonalitos Samambaia (losangos) e Granitos Brumadinho (cruzes)	180
Figura 6.1 - Quadro sintético tentativo da evolução geológica arqueana da crosta continental e seqüência vulcano-sedimentar (Supergrupo Rio das Velhas) do Quadrilátero Ferrífero, a partir dos resultados obtidos no Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional, inspirado em Tarney <i>et al.</i> (1976); Ellis (1992) e Ellis & Maboko (1992)	191
Figura 6.2 - Configuração tectônica anterior (A) e posterior (B) à extensão crustal ocorrida no Quadrilátero Ferrífero, segundo Marshak <i>et al.</i> (1992)	194

ÍNDICE DAS FOTOS

Foto 3.1 - Aspecto geral de uma zona de cisalhamento NS sinistral (S_{n+1}) instalada nos Gnaisses Souza Noschese (Ponto JG1; Anexo 1.1)	39
Foto 3.2 - Bandamento félsico/máfico (S_n) dos Gnaisses Alberto Flores transposto pela foliação de cisalhamento NS (S_{n+1}), gerando um novo e delgado bandamento mineralógico (Ponto DJ8; Anexo 1.1)	41
Foto 3.3 - A foliação milonítica (S_{n+1} ; sinistral) impressa nos Gnaisses Alberto Flores (Ponto DJ8; Anexo 1.1), apresentando pequenas dobras apertadas no canto direito superior da foto e truncada por um dique do Granito Brumadinho	42
Foto 3.4 - Aspecto geral de uma zona de cisalhamento instalada nos Gnaisses Souza Noschese e constituída por milonitos (s.l.) alterados (Ponto KI12; Anexo 1.1)	43
Foto 3.5 - Dique de Anfíbolito Candelas Intrusivo no Tonalito Samambaia (Ponto ML8; Anexo 1.1)	44
Foto 3.6 - Dique de Granito Brumadinho encaixado nos Gnaisses Alberto Flores e apresentando xenólitos da rocha encaixante (Ponto DJ8; Anexo 1.1)	45
Foto 3.7 - Lajedo de Gnaisses Souza Noschese apresentando xenólitos gnáissicos cinzentos, semelhantes às bandas máficas dos Gnaisses Alberto Flores (Ponto IH15; Anexo 1.1)	46
Foto 3.8 - Bandamento mineralógico félsico/máfico (S_n) característico dos Gnaisses Alberto Flores (Ponto FK8; Anexo 1.1)	47
Foto 3.9 - Aspecto geral dos Anfíbolitos Paraopeba, mostrando fragmentos boudinados pela de cisalhamento (S_{n+1}) dos Gnaisses Alberto Flores (Ponto IL5; Anexo 1.1)	53
Foto 3.10 - Aspecto geral dos Gnaisses Souza Noschese, no seu local tipo exibindo a foliação milonítica NS (S_{n+1}), (Ponto AJ6; Anexo 1.1)	56

- Foto 3.11 - Aspecto ígneo dos Tonalitos Samambaia, exibindo textura fanerítica média a grossa, caracterizada por cristais subédricos e mais raramente euédricos de plagioclásio (Ponto MN10; Anexo 1.1) 61
- Foto 3.12 - Aspecto porfírico dos Metadiabásios Conceição de Itaguá exibindo textura inequigranular 74

ÍNDICE DAS FOTOMICROGRAFIAS

- Fotomicrografia 1.1 - Feições gerais dos zircões de algumas das unidades félsicas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional. 19
- Fotomicrografia 3.1 - **A)** Textura granoblástica a xenoblástica dos Gnaisses Alberto Flores, mostrando cristais anédricos de plagioclásio e microclínio, com quartzo anédrico intersticial e leitos de biotita castanha (aumento de 26 vezes). **B)** Mesma feição sob polarizadores descruzados (Ponto DJ8; Anexo 1.1) 49
- Fotomicrografia 3.2 - **A)** Textura nematoblástica a granonematoblástica dos Anfíbolitos Paraopeba, caracterizada por leitos alternados e constituídos por cristais subédricos a anédricos de hornblenda e plagioclásio, com quartzo e minerais opacos intersticiais (aumento de 26 vezes). **B)** Mesma feição sob polarizadores descruzados (Ponto IJ12; Anexo 1.1) 54
- Fotomicrografia 3.3 - **A)** Textura granoblástica dos Gnaisses Souza Noschese, caracterizada por cristais anédricos a subédricos de microclínio, plagioclásio e quartzo, com leitos de biotita e moscovita (aumento de 26 vezes). **B)** Mesma feição sob polarizadores descruzados (Ponto AJ6; Anexo 1.1) 59
- Fotomicrografia 3.4 - **A)** Textura hipidiomórfica dos Tonalitos Samambaia, caracterizada por cristais euédricos subédricos de plagioclásio com microclínio e quartzo intersticiais (aumento de 26 vezes). **B)** Mesma feição sob polarizadores descruzados (Ponto MN8; Anexo 1.1) 63
- Fotomicrografia 3.5 - **A)** Textura granonematoblástica dos Anfíbolitos Candeias, caracterizada por cristais subédricos e poiquiloblásticos de hornblenda (com inclusões de plagioclásio, minerais opacos e quartzo) e cristais subédricos a anédricos de plagioclásio intersticial (aumento de 104 vezes). **B)** Mesma feição sob polarizadores descruzados (Ponto MN6; Anexo 1.1) 68
- Fotomicrografia 3.6 - **A)** Textura hipidiomórfica dos Granitos Brumadinho, caracterizada por cristais anédricos a subédricos de microclínio e plagioclásio, com quartzo e biotita intersticial (aumento de 26 vezes). **B)** Mesma feição sob polarizadores descruzados (Ponto BL4; Anexo 1.1) 71
- Fotomicrografia 3.7 - **A)** Textura intergranular reliquiar dos Metadiabásios Conceição de Itaguá caracterizada por cristais ripiformes de plagioclásio, com pseudomorfos uralitizados de clinopiroxênio e cristais de hornblenda biotita intersticiais (aumento de 26 vezes). **B)** Mesma feição sob polarizadores descruzados (Ponto BJ4; Anexo 1.1) 75

- Fotomicrografia 3.8 - **A)** Textura intergranular dos Diabásios Santa Cruz caracterizada por cristais ripiformes de plagioclásio, com cristais anédricos coroníticos de clinopiroxênio (maiores detalhes na microfotografia 3.9) e minerais opacos intersticiais (aumento de 104 vezes). **B)** Mesma feição sob polarizadores descruzados (Ponto IK8; Anexo 1.1) 79
- Fotomicrografia 3.9 - **A)** Clinopiroxênio coronítico e uralitizado (com inclusões de opacos) dos Diabásios Santa Cruz mostrando bordas de reação, constituídas essencialmente por anfibólio verde, com a matriz feldspática (aumento de 26 vezes). **B)** Mesma feição sob polarizadores descruzados (Ponto DH20; Anexo 1.1) 80

RESUMO

O Complexo Metamórfico Bonfim é um segmento de crosta continental situado a oeste da Serra da Moeda e a sul da Serra dos Três Irmãos, no Quadrilátero Ferrífero em Minas Gerais. A partir do mapeamento geológico realizado na porção setentrional deste complexo (escala 1:25.000), constatou-se a presença de uma grande variedade de rochas de natureza predominantemente metamórfica e subordinadamente ígnea. Em continuidade, a realização de estudos petrográficos (241 seções delgadas), geoquímicos em rocha total (67 análises envolvendo elementos maiores, menores, traços e terras raras) e geocronológicos (52 determinações radiométricas em minerais e rochas, pelos métodos U/Pb, Rb/Sr e K/Ar), permitiu agrupar os litotipos mapeados em oito unidades litoestratigráficas. Tais unidades são aqui informalmente designadas de Gnaisses Alberto Flores, Anfibolitos Paraopeba, Gnaisses Souza Noschese, Tonalitos Samambaia, Anfibolitos Candeias, Granitos Brumadinho, Metadiabásios Conceição de Itaguá e Diabásios Santa Cruz.

A evolução geológica deste complexo tem início no Arqueano Médio (3,2 Ga) e foi constatada através da herança isotópica U/Pb nos zircões dos Gnaisses Alberto Flores, por meio de uma discórdia envolvendo um núcleo (com 2920 Ma) e o seu sobrecrecimento (com 2772 ± 6 Ma). Entretanto, esta evolução está particularmente relacionada ao Arqueano Superior, quando foram gerados os Gnaisses Alberto Flores (com idade U/Pb mínima de 2920 Ma) e, principalmente, no decorrer de um grande evento tectôno-termal de fácies anfibolito, de 2,78 Ga atrás, aqui designado informalmente de Rio das Velhas. No decorrer deste evento, a crosta continental preexistente no âmbito do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional (e.g. Gnaisses Alberto Flores, Anfibolitos Paraopeba e Gnaisses Souza Noschese) foi invadida por um magmatismo cálcio alcalino (Tonalitos Samambaia) e, provavelmente, por um outro magmatismo de características químicas compatíveis com magmas andesíticos e/ou tholeíticos (Anfibolitos Candeias). Nesta mesma época, teve lugar também um vulcanismo ácido, mas que é encontrado particularmente nos domínios do Supergrupo Rio das Velhas. Este cenário geológico é sugestivo de um ambiente tectônico semelhante às margens continentais ativas. Encerrando a evolução geológica do Arqueano Superior tem lugar um outro magmatismo félsico, que foi responsável pela geração dos Granitos Brumadinho há $2703 \pm 24/-20$ Ma atrás. Estas rochas truncam a foliação milonítica NS dos Gnaisses Alberto Flores e constituem um importante marco litoestratigráfico da evolução geológica do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional.

No decorrer do Proterozóico este complexo foi retomado tectonicamente e invadido por dois novos magmatismos básicos. Esta retomada tectônica ocorreu sob condições de fácies xisto verde essencialmente. Por causa disto, os seus sistemas isotópicos K/Ar e/ou, principalmente, Rb/Sr estão acusando rejuvenescimentos parciais e/ou incompletos. Assim sendo, as suas idades aparentes K/Ar e/ou errocrônicas Rb/Sr distribuem-se do Proterozóico Inferior ao Proterozóico Superior. Os dois magmatismos básicos, por sua vez, estão representados pelos Metadiabásios Conceição de Itaguá, com idades aparentes K/Ar (em hornblenda primária) de 1,0 Ga, e pelos Diabásios Santa Cruz, de idade desconhecida mas correlacionáveis a outros magmatismos do Proterozóico Superior no âmbito do Quadrilátero Ferrífero.

De acordo com estes resultados o Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional constitui o limite oriental da Província Arqueana Divinópolis com o Cinturão Mineiro, de idade Transamazônica. Nos setores marginais desta província, a exemplo da região estudada, os sistemas isotópicos Rb/Sr e K/Ar foram rejuvenescidos a partir do Arqueano.

ABSTRACT

The Bonfim Metamorphic Complex (BMC) constitutes a segment of continental crust which is limited eastwards and northwards by the Serra da Moeda and Serra dos Três Irmãos, respectively, in Quadrilátero Ferrífero (QF), state of Minas Gerais. Within the northern portion of the BMC, eight lithostratigraphic units (most of them metamorphosed ones) were identified through by means of geological mapping on 1:25,000 scale. All of the above units were also characterized on the basis of petrographical studies (241 thin sections), whole rock geochemistry (67 major, minor, trace and REE analyses), and U/Pb, Rb/Sr and K/Ar geochronology (52 mineral and whole rock data). These units were informally named: Alberto Flores Gneisses, Paraopeba Amphibolites, Souza Noschese Gneisses, Samambaia Tonalites, Candeias Amphibolites, Brumadinho Granites, Conceição de Itaguá Metadiabases and Santa Cruz Diabases.

Geological evolution of the northern BMC started at c. 3,28 Ga ago, as suggested from one inherited U/Pb zircon component age encountered in the Alberto Flores Gneiss, of trondhjemitic composition. However, the BMC is mostly related to Late Archean during which the above gneiss originated, at 2,92 Ga ago (evidenced from its U/Pb zircon core age). One overgrowth from this zircon yielded an age of $2,772 \pm 6$ Ma. Based on the geological inferences, both the Paraopeba Amphibolites and Souza Noschese Gneiss also developed, during such a period of time (2,92 - 2,77 Ga). Further on, the continental crust was intruded by the calc-alkaline Samambaia Tonalites, as evidenced from U/Pb zircon and titanites ages of $2,780 \pm 3/-2$ Ma. Also related to this epoch is the $2,772 \pm 6$ Ma acid volcanism which is found in the Rio das Velhas Supergroup, in QF. Contemporaneously, andesitic and/or tholeiitic magmatism took place (Candeias Amphibolites), as suggested by their geological association with Samambaia Tonalites.

The overall described evolutionary setting is consistent with the occurrence of a major 2,78 Ga tectono-thermal amphibolite facies event in the investigated area, here informally named Rio das Velhas.

The above geological evolution of BMC together with the geochemical and radiometric data are consistent with a model of active continental margins, during the Late Archean time. This Archean evolution finished by intrusion of the Brumadinho Granites, at $2703 \pm 24/-20$ Ma ago (U/Pb zircon age). These granites are here

considered as a key-marker for the Late Archean geological evolution of the area, because they truncate the NS shear foliation which is recorded in the Alberto Flores Gneisses.

During the Proterozoic, the northern BMC was intruded by two distinct basic magmatism. The basic rocks are represented by Conceição de Itaguá Metadiabases (K/Ar hornblende ages around 1,0 Ga), and the Santa Cruz Diabases. The latter (not dated) are here tentatively correlated with basic dikes of Late Proterozoic age (c. 0,6 Ga; U/Pb age), in QF region.

The investigated area was also reactivated, during the Proterozoic, under greenschist metamorphic conditions. Because of this metamorphic overprinting both the isotopic K/Ar and/or Rb/Sr rock-systems of the northern BMC yielded uncomplete resetting. Consequently, the investigated rocks exhibited scattered apparent K/Ar mineral ages and/or Rb/Sr ages, in the range 2,1 - 1,0 Ga.

Finally, on paleogeographical basis, the geochronological scenario of the northern BMC may correspond to the eastern sector of the Divinópolis Archean Province in relation to the adjacent Transamazônico Mineiro Belt eastwards, at southern São Francisco Craton. As prior mentioned specially within this marginal sector of the Divinópolis province (*i.e.* northern BMC) the isotopic Rb/Sr rock-systems and K/Ar minerals have been resetted due to low-grade metamorphism, since the Late Archean.

AGRADECIMENTOS

Ao concluir-se um trabalho desta natureza, que desenrolou-se por alguns anos, inúmeras são as entidades e pessoas à agradecer. Contudo, por esquecimentos de última hora, corre-se o risco de faltar à esta consideração. Portanto, gostaríamos de agradecer, de maneira generalizada, a todos que, de uma forma ou de outra, estiveram conosco no decorrer destes anos. Não só em virtude dos aspectos profissionais, relacionados à orientação, financiamento, sugestões e críticas - mas também no convívio diário dos cumprimentos, sorrisos e incentivos.

Todavia, não seria justo deixar, neste cômodo anonimato, algumas instituições e pessoas que foram fundamentais nesta empreitada. Agradecemos, portanto, ao Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto, à Diretoria de Ensino e à Coordenadoria de Pesquisa e Pós-Graduação da UFOP, ao Conselho de Pesquisa do Curso de Mestrado do Degeo/EM/UFOP, à CAPES-PICD, ao CNPq (Processos 40.5577/88-5-GL, 410064/90-4-GL), ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, ao Convênio USP-BID, ao Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo, ao *Centre de Recherche en Géochimie Isotopique et en Géochronologie* da Université du Québec à Montreal, ao Governo Canadense e à GEOSOL. Sem o apoio financeiro destas instituições e/ou de sua infra-estrutura tecnológica nada teria sido possível.

Agradecimentos especiais, porém, são devidos ao Professor Dr. Wilson Teixeira por sua orientação geral, apoio e entusiasmo à todas as fases do projeto.

Além destes, gostaríamos de agradecer também:

Aos Professores Nuno Machado (Geotop/UQAM); Mário Figueiredo, Ian Macreath, Hans Schorscher, Koji Kawashita, B.B. Brito Neves, Gergely Szabo, Caetano Giuliani, Silvio Vlack, Rômulo Machado, Coriolano Neto, Francisco Alves, Maria Ângela Candia e Moacir Coutinho do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo; Newton Gomes, Fernando Alkmim, Marco Fonseca, Issamu Endo e Farid Chemale (atualmente na Unisinos) do Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto. Todos eles contribuíram tecnicamente, através de críticas e sugestões mas, principalmente, ousaram suportar as inúmeras e intermináveis discussões geológicas.

Aos ex-alunos e/ou monitores José Antonio Correia Trevisan (Rolinha), Mário Sérgio Gomes de Faria (Matão), Hermínio Nalini Jr. e José Alves Rodrigues (Zezinho), será que esqueci de alguém? Todos eles quebraram muitos gnaisses, anfíbolitos, granitóides e carregaram "muita pedra" enquanto descansavam nas férias, carnaval, páscoa, etc, etc

Ao corpo técnico dos laboratórios por onde passamos: Liliane Petronillo, José E. Gouveia, Margarida Martins, Ivone Sonoki, Helen Sonoki, Key-Sato, Décio Rosas, Paulo Filho, Artur Onoi, Walter Sproesser e Claudio Comerlatti do CPGeo; Reinald Lapoint do Geotop/UQAM/Montreal.

Ao pessoal da infra-estrutura do IG/USP, especialmente à Maristela Severino e Cida Bezerra da Biblioteca; Sônia Vieira do Xerox; Claudio Hopp e equipe da Setor Laminação; Jaime de Souza Marcos da Fotografia; Dalton M. Silva do Setor Gráfico, Karina Vancini do Setor de Publicações e Francisco Filho do Setor de Desenho.

Aos amigos residentes em Montreal: Aldo e Vanda Grossi (atualmente em Ouro Preto), Bonald e Rilene Cavalcante, Marcos e Wania Prado; aos amigos e vizinhos de São Paulo: José e Silvia Lima, Rafael e Sueli Fonseca, Roberto e Rosana Silva, José e Sônia Mestnik, José Roberto e Cecília Tornatori (Quem disse que *vizinho paulistano* não existe? Epa! mas o Lima é mineiro, a Sônia é de Araraquara Bem, deixa isto pra lá!!!).

Aos nossos colegas do curso de pós-graduação do Instituto de Geociências da USP, especialmente a Luiz Rogério B. Leal, José Maria Fillipini, Giana M. Garda, Edilton Santos e Ângela B. Menezes.

Finalmente, aos proprietários rurais e/ou lavradores de Brumadinho e região, destacando o Senhor Maurilo Maia, pela hospitalidade, informações, comida e sem esquecer, é claro, dos saborosos cafezinhos com queijo mineiro e das quitandas típicas daquele inesquecível torrão

Muitíssimo obrigado a todos...

P.S. - Agradecimentos ao CEEL - Centro de Editoração Eletrônica do Departamento de

Geologia da UFOP, e à sua funcionária, Zélia Alfenas, pela edição; e ao Chefe do Degeo/EM/UFOP, Prof. Antônio Gomes, pelas facilidades oferecidas na impressão final desta tese.

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO.

Apresentam-se, neste capítulo, as razões e os objetivos que nortearam a execução desta tese, relacionada à litoestratigrafia e evolução geológica de um segmento de crosta continental do Arqueano do Quadrilátero Ferrífero em Minas Gerais. Situa-se a região pesquisada no contexto geográfico da porção meridional do Craton do São Francisco. Discutem-se as diversas metodologias empregadas, sumarizando os seus procedimentos técnicos e a bibliografia especializada.

1.1 - CONSIDERAÇÕES GERAIS.

Variados tipos de rochas arqueanas^{1.1}, com idade superior a 2,5 Ga, têm sido encontrados em todos os continentes. Elas são os principais componentes litológicos das regiões cratonizadas das Américas, Groenlândia, Europa Setentrional (Escudo Báltico), África Meridional, Ásia (China e Índia), Austrália e Antártica.

Como o período Arqueano compreende mais de 40 % da existência total do planeta, seria razoável encontrar um considerável registro de toda evolução crustal deste período. Entretanto, a ocorrência de rochas comprovadamente anteriores a 3,0 Ga é relativamente rara.

Citam-se neste restrito círculo, por exemplo, algumas rochas da Groenlândia - 3,8 Ga; Zimbábue - 3,6 Ga; Canadá (Labrador) - 3,6 Ga; Austrália - 4,2 Ga; Antártica - 3,93 Ga e Brasil (Bahia) - 3,4 Ga (O'Nions & Pankhurst 1978; Froude *et al.* 1983; Compston & Pidgeon 1986; Kinny 1986; Black *et al.* 1986, Martin *et al.* 1991).

Esta situação, deficiente no conhecimento geocronológico, afora as

1.1 - A subdivisão e nomenclatura do período Arqueano, considerada neste trabalho, é, basicamente, aquela de Harrison & Peterman (1980), que têm a seguinte distribuição: Pré-Arqueano (4,5 - 3,9 Ga); Arqueano Inferior (3,9 - 3,3 Ga); Arqueano Superior (3,3 - 2,5 Ga). No entanto, alguns autores (e.g. Goodwin 1991; Brito Neves *et al.* 1990) têm limitado o Arqueano Inferior a 3,5 Ga, que é também o limite adotado neste trabalho. O Proterozóico segue, na íntegra, a sugestão de Brito Neves *et al.* (1990).

deficiências no campo da geoquímica isotópica, têm suscitado inúmeras indagações a respeito da natureza dos processos tectôno-magmáticos vigentes no Arqueano.

Neste sentido, tem sido advogado, por exemplo, que grande parte da crosta terrestre gerada até 3,5 Ga, também foi destruída nesta mesma época^{1.2}. Esta destruição generalizada decorreria da própria natureza composicional da crosta e das condições geodinâmicas muito específicas daquela época (e.g. Abbott & Hoffman 1984; Condie 1989a). Isto é: alto fluxo térmico e grande mobilidade tectônica superficial.

Teria concorrido, neste processo evolutivo, um modelo similar à tectônica de placas moderna (e.g. Condie 1989a, Wilks 1988; Ellis 1992)^{1.3}. Neste caso, os fragmentos crustais cristalizados na superfície do planeta eram, rotineiramente, subducados no manto. O material refundido produzia, por sua vez, um novo diferenciado que era rapidamente levado e cristalizado na superfície do planeta (e.g. Windley 1984 (p.61-65); Wilks 1988; Condie 1989a).

E isto assim foi, sucessivamente, até o limiar de 3,0 Ga atrás. Por esta época, os mecanismos atuantes já estariam mais modificados e o processo destrutivo perdia o ímpeto inicial. Deste modo, as massas crustais remanescentes aglutinavam-se com maior frequência e tinha início, portanto, a consolidação das mais antigas plataformas estáveis do planeta (ver, por exemplo, um amplo painel da evolução arqueana em Goodwin 1991).

Não obstante, quer posicionando-se a favor ou contra os modelos uniformitaristas (ou quase uniformitaristas), o que definitivamente sobressai dos registros crustais do Arqueano é a sua significativa dualidade petrográfica. Esta dualidade está representada por um lado, por grandes volumes de rochas granitóides s.l. (ou gnaisses), de composição trondhjemitica-tonalítica-granodiorítica (suíte TTG, Jahn *et al.* 1981; 1988). Por outro, estas suítes TTG associam-se à espessas seqüências vulcano-sedimentares, nas quais a contribuição mais notável é um vulcanismo máfico-ultramáfico. Esta associação reconhecida, sem exceção, em todos os continentes, tem sido rotineiramente

1.2 - Se grande parte dos registros crustais, gerados a partir dos primórdios da existência do planeta até o Arqueano, foram destruídos precocemente, a evolução crustal do Proterozóico contribuiu para limitá-los ainda mais. Cabalmente, a presença de rochas arqueanas retrabalhadas e/ou metamorizadas no interior dos cinturões dobrados do Proterozóico, como é o caso, por exemplo, de várias situações do próprio Craton do São Francisco (e.g. Cordani & Brito Neves 1982; Teixeira & Figueiredo 1991), comprovam este fato.

1.3 - Este assunto será retomado no Capítulo 6.

denominada de "Terrenos Granito-Greenstone" (TGG)^{1.4}.

No Brasil, as ocorrências mais significativas dos terrenos granito-*greenstone* estão espalhadas pelos Cratons Amazônico e do São Francisco^{1.5}. Destacam-se, entre outras, aquelas do Pará (e.g. Serra dos Carajás), Bahia (e.g. Serrinha)^{1.6} e, particularmente, a região conhecida como Quadrilátero Ferrífero, situada na porção meridional do Craton do São Francisco, em Minas Gerais (Figura 1.1).

Todavia, um exame rápido na Figura 1.1 revela que a unidade litoestratigráfica predominante na porção meridional do Craton do São Francisco é formada notadamente por rochas da suíte TTG. Esta unidade, porém, permanece indivisa e tem recebido variadas denominações: Terrenos Granito-Greenstone (Mascarenhas *et al.* 1984), Terrenos Migmatíticos-Granulíticos, Graníticos e Granito-Greenstone não diferenciados (Inda *et al.* 1984), Complexos Divinópolis e Barbacena (Machado Filho *et al.* 1983).

Neste sentido, é lícito afirmar que o conhecimento geológico acerca da suíte TTG (ou suítes TTGs) do Craton do São Francisco Meridional encontra-se, apenas, arranhado. As razões disto são sobejamente conhecidas e, têm sido raríssimas, as contribuições para minimizar tal deficiência. A não ser por trabalhos de natureza essencialmente petrológica (e.g. Gomes 1985; 1986; Gomes & Müller 1987), radiométrica (e.g. Cordani *et al.* 1980a, b; Teixeira 1985; Machado *et al.* 1989b) ou de sínteses regionais (e.g. Machado Filho *et al.* 1983), a crosta siálica arqueana do Craton do São Francisco Meridional permanece quase desconhecida.

Contudo, uma exceção deve ser destacada. Embora, Guimarães *et al.* (1967) tenham chamado atenção para diferentes tipos de rochas da suíte TTG (gnaisses e/ou granitóides evolutivamente distintos) no Quadrilátero Ferrífero, é o trabalho pioneiro de Herz (1970) que apresenta, pela primeira vez, um panorama geral da

1.4 - Contudo, mantendo-se ao largo da polêmica acerca da antecendência da crosta máfica-ultramáfica (seqüências *greenstone*) sobre a crosta siálica destes terrenos, uma conclusão geral, que tem sido levantada através de variados experimentos, diz respeito a origem das rochas da suíte TTG. Tais rochas derivariam-se da fusão parcial de rochas máficas, do tipo eclogitos ou granada anfíbolitos (Jahn *et al.* 1981; Condie 1986; 1989a; Martin 1987; Rapp *et al.* 1991). Assim, a evolução crustal do Arqueano estaria relacionada, obviamente, à produção e destruição de uma crosta primitiva de natureza máfica e/ou ultramáfica.

1.5 - O conceito geológico e a extensão territorial destas entidades geotectônicas, no âmbito deste trabalho, está de acordo com as propostas de Almeida 1977 e 1978.

1.6 - Contudo, existem polêmicas a respeito da idade do *greenstone belt* de Serrinha, na Bahia, e da natureza (s.s.) daquele da Carajás (I. McReath, comunicação escrita).

evolução da crosta continental nesta região.

Porém, se depois de Herz (1970) o conhecimento geológico a respeito da evolução siânica do Arqueano no Quadrilátero Ferrífero não foi acelerado, uma situação oposta prevaleceu em outras regiões similares do planeta. Contribuíram para isto, definitivamente, algumas descrições clássicas de regiões chaves do Arqueano mundial (e.g. Glickson & Sheraton 1972; Anhaeusser 1973; McGregor 1973; 1979; Myers 1976;

^{1.7} - O termo Complexo Metamórfico é aqui utilizado, no sentido de Eysinga (1970), Sohl (1977), Henderson *et al.* (1980), Petri *et al.* (1986a; b), para compreender uma unidade litoestratigráfica constituída por rochas pertencentes a mais de uma classe genética (e.g. metamórficas, ígneas e sedimentares). A predominância de um determinado tipo petrográfico constitui o adjetivo qualificador do complexo (e.g. Complexo Metamórfico, Complexo Intrusivo, etc.), que deve vir acompanhado de uma referência geográfica, para situar a sua área de ocorrência. O termo complexo equivale a grupo ou supergrupo.

Hunter 1974; Bridgwater & Collerson 1976; Rollinson & Windley 1980; Sengupta *et al.* 1983; Martin 1985; Sheraton & Collerson 1984; Jahn & Zhang 1984; Nutman *et al.* 1989).

Além disto, longe de parecer monótono, a discussão acerca dos modelos evolutivos da crosta continental arqueana, foi aprofundada na última década. Esta discussão ocorreu graças ao avanço tecnológico alcançado nos últimos tempos que permitiu calibrar melhor algumas ferramentas fundamentais (e.g. geoquímica e geocronologia) ao estudo geológico destes terrenos (e.g. Abbott & Hoffman 1984; Campbell & Jarvis 1984; Condie 1986; 1989a; Rudnick & Taylor 1986; Martin 1987; Kramers 1988; Kröner *et al.* 1989; Rapp *et al.* 1991).

Este extraordinário panorama, acerca da evolução crustal arqueana, somado às variadas questões relativas à evolução geológica do Arqueano no Quadrilátero Ferrífero (e.g. Ladeira 1985a), motivaram a pesquisa geológica consubstanciada nesta tese. Alguns resultados preliminares deste estudo estão publicados em Carneiro (1990a; b) ou em vias de publicação (Carneiro; Alkmim, Carneiro & Marshak; Machado & Carneiro no prelo).

1.2 - OBJETIVO E ÁREA PESQUISADA.

O objetivo maior desta tese é discutir a origem e evolução da crosta continental arqueana, no âmbito do Quadrilátero Ferrífero, tendo por base os resultados gerais obtidos a partir do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional ^{1.8} Figura 1.2).

Para isto, procedeu-se à caracterização geológica das unidades litoestratigráficas deste complexo, utilizando-se de mapeamento geológico (escala 1:25.000), petrografia (241 seções delgadas), geoquímica em rocha total (67 análises; elementos maiores, menores, traços e terras raras) e geocronologia (52 análises; métodos K/Ar, Rb/Sr e U/Pb).

Na escolha da área (Figura 1.2), além de uma criteriosa leitura de Herz (1970), observou-se também uma hipótese geral levantada a partir dos trabalhos de Schorscher *et al.* (1982), Machado Filho *et al.* (1983), Inda *et al.* (1984), Mascarenhas *et al.* (1984), Teixeira (1985).

^{1.8} . As razões desta designação e as principais características deste Complexo estão discutidas no Capítulo 2.

Conforme os resultados apresentados por estes autores, os registros mais antigos do Craton do São Francisco Meridional situam-se, invariavelmente, a oeste do Quadrilátero Ferrífero (e.g. região de Divinópolis e adjacências). A borda oriental desta região apresenta, por sua vez, uma evolução tectônica mais atribulada, sem contar, obviamente, que um pouco mais para leste encontra-se instalado um cinturão móvel do Proterozóico Superior (Figura 1.1).

Todavia, das muitas regiões limítrofes à seqüência supracrustal e portadoras da suíte TTG, aquela situada a leste da Serra da Moeda e a Sul da Serra do Curral (Figura 1.2), mostrou-se mais apropriada. Esta região é possuidora de uma boa

densidade de afloramentos. Tal caráter é, por sua vez, um fato extremamente relevante no contexto geral do vasto intemperismo existente no Quadrilátero Ferrífero, que atinge, sobremaneira, os complexos metamórficos. Além disto, provém da porção setentrional desta região, a caracterização original dos Gnaisses Alberto Flores e Souza Noschese (Herz 1970).

1.3 - LOCALIZAÇÃO E ACESSOS.

A área pesquisada (Figura 1.2) está inserida na região sudeste do estado de Minas Gerais e, geologicamente, conhecida como Quadrilátero Ferrífero. Os seus limites estão fixados aproximadamente segundo os paralelos 20°04' a 20°15'S e meridianos 43°50' a 44°15'W (Anexo 1.1). Este segmento é parte integrante da Folha SF-23 do encarte cartográfico internacional e ocupa parte das quadriculas 1:50.000 de Brumadinho e Rio Acima (Folhas editadas pelo IBGE).

O acesso a esta área é muito facilitado e pode ser feito a partir de Belo Horizonte. Duas opções principais encontram-se disponíveis. A primeira utiliza rodovia BR 040, no sentido BH - Rio de Janeiro, de onde é possível alcançar diversas localidades (Figura 1.3) no interior da região pesquisada (e.g. Casa Branca, Piedade do Paraopeba e Retiro do Chale) ou regiões limítrofes (e.g. Moeda, ao sul). A segunda utiliza a rodovia MG 040 que alcança a cidade de Brumadinho, situada no setor nordeste da região estudada.

1.4 - ASPECTOS FISIAGRÁFICOS, OCUPAÇÃO GEOGRÁFICA E MALHA VIÁRIA.

Um dos aspectos fisiográficos mais característicos da região é o contraste entre os contrafortes das Serras da Moeda (1400 - 1500 metros) e dos Três Irmãos (1100 - 1400 metros) com as terras baixas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional (800 - 900 metros). Aí, o relevo desenvolve um padrão do tipo mar de morros, mostrando elevações arredondadas com altitude elevada (superiores a 1000 metros), possuidoras de paredes íngremes e difícil acesso.

O Rio Paraopeba é o principal tributário da região (Anexo 1.1) e o seu curso fluvial é traçado grosseiramente de sudeste para noroeste. Uma vasta rede de drenagem desenvolve-se a partir das escarpas das serras circunscritas, alimentando os afluentes secundários como é o caso dos Ribeirões da Casa Branca, Piedade do Parao-

pequenas vilas, povoados e minifúndios destinados à exploração agropecuária ou ao lazer. Ultimamente, o número de loteamentos e condomínios fechados, assentados nas propriedades de médio porte, tem aumentado consideravelmente.

Decorrente deste tipo de ocupação a malha viária interna é muito expressiva e permite amplos deslocamentos por toda região. As principais rotas vicinais partem de Brumadinho para nordeste, leste, sudeste, sul e oeste (Figura 1.3).

Esta malha viária, os cursos fluviais, especialmente o Rio Paraopeba, algumas pedreiras abandonadas e os cortes da estrada de ferro foram fundamentais no mapeamento e coleta de amostras.

1.5 - METODOLOGIA.

Na elaboração deste trabalho foram utilizadas diversas técnicas tradicionais do estudo geológico, nas quais observou-se criteriosamente os conceitos litoestratigráficos, tectônicos e petroquímicos comumente utilizados em regiões similares e possuidoras de crosta continental arqueana.

A seqüência de procedimentos iniciou-se pela consulta bibliográfica. Seguiram-se, então, as etapas de definição da área, mapeamento, petrografia, litogeoquímica, geocronologia, interpretação dos resultados, checagem de campo e redação final deste volume.

No decorrer das etapas de litogeoquímica e geocronologia, foram processadas sempre as mesmas amostras dos afloramentos mais expressivos de cada unidade litoestratigráfica, de modo a produzir um registro referencial completo e mais variado possível. Assim, como as determinações U/Pb situaram-se na extremidade da cadeia analítica, as amostras analisadas, neste caso, foram portadoras previamente de estudos petrográficos, litogeoquímicos (óxidos, elementos menores, traços, terras raras) e mesmo geocronológicos (K/Ar, Rb/Sr).

As principais características de cada uma destas etapas, bem como uma síntese geral dos procedimentos, serão discutidos nos tópicos seguintes.

1.5.1 - CONSULTA BIBLIOGRÁFICA.

Para definição da área e objetivos foram avaliados inúmeros trabalhos de cunho temático (e.g. Glickson & Sheraton 1972; Anhaeusser 1973; McGregor 1973; 1979; Myers 1976; Hunter 1974; Bridgwater & Collerson 1976; Rollinson & Windley 1980; Sengupta *et al.* 1983; Martin 1985; Sheraton & Collerson 1984; Kröner 1985; Condie 1986) e regional (e.g. Guimarães *et al.* 1967; Dorr 1969; Herz 1970; Cordani *et al.* 1980a; b; Schorscher 1980; 1988; Schorscher *et al.* 1982; Machado-Filho *et al.* 1983; Mascarenhas *et al.* 1984; Inda *et al.* 1984; Gomes 1985; Ladeira 1985a; Teixeira 1985; Teixeira *et al.* 1985; 1987a).

No decorrer das descrições petrográficas, mineralógicas, texturais, estruturais e na classificação das rochas, serviram de referência alguns textos básicos (e.g. Carmichael *et al.* 1974; Cox *et al.* 1979; Tröger 1979; Bard 1980; Turner 1981; Ehlers & Blatt 1982; Mackenzie *et al.* 1982 e Mackenzie & Guilford 1984), além de alguns trabalhos clássicos, tais como Streckeisen 1976; 1979; Barker 1979; De La Roche *et al.* 1980; Bellieni *et al.* 1981.

Posteriormente, já na fase interpretativa dos resultados, foram consultadas as publicações de caráter específico, de modo a reconhecer características ou ambientes geológicos semelhantes (e.g. Jahn *et al.* 1981; Jahn & Zhang 1984; Abbott & Hoffman 1984; Campbell & Jarvis 1984; Rudnick & Taylor 1986; Martin 1987; Kramers 1988; Condie 1989a; b; Kröner *et al.* 1989; Nutman *et al.* 1989; Rapp *et al.* 1991).

Particularmente, no caso dos anfibolitos e rochas máficas, foi realizada uma vasta revisão bibliográfica (e.g. Vogel 1975; Winchester & Floyd 1976; 1977; Beswick & Soucie 1978; Floyd & Winchester 1978; Humphris & Thompson 1978; Dostal *et al.* 1980; Hynes 1980; Gelinis *et al.* 1982; Pearce 1986; Vance & Condie 1987; Brewer & Atkin 1989). O seu propósito foi fundamentar a potencialidade interpretativa da geoquímica realizada nestas rochas, tendo em vista a sua importância no contexto evolutivo e, ao mesmo tempo, o seu comportamento diferenciado frente aos processos secundários. Este assunto está amplamente discutido no Capítulo 4.

1.5.2 - MAPEAMENTO.

A região estudada encontra-se mapeada nas escalas 1:1.000.000 (Machado Filho *et al.* 1983; base 1:250.000), 1:200.000 (Herz 1970) e 1:50.000 (IGA

1982; 1983), e dispõe de variadas bases aerofotográficas e topográficas.

No decorrer do levantamento geológico foram utilizadas as fotografias aéreas 1:40.000, produzidas em 1977 pelo convênio PLAMBEL-SECT-COPASA-CETEC-CEMIG (órgãos públicos do Estado de Minas Gerais) e os mapas topográficos (1:25.000) editados, respectivamente, pelo IBGE e/ou pelo convênio IBGE/PLAMBEL-SECT-COPASA-CETEC-CEMIG. Para apresentação dos resultados utilizaram-se os mapas topográficos (1:50.000), editados pelo IBGE (Anexos 1.1 e 1.2).

Os trabalhos de campo foram realizados em várias etapas, a partir de 1986, e permitiram levantar um total de 1158 estações geológicas (Anexo 1.1). Isto demandou 80 dias de campo, com média de 10 horas/dia de trabalho. Uma última viagem (cinco dias) na fase final desta tese, para checagem de alguns aspectos geológicos, concluiu o mapeamento.

Destas estações, foram coletadas algumas centenas de amostras (acima de 300) para confecção de secções delgadas (241), análises químicas em rocha total (67) e análises geocronológicas (52).

As diversas etapas de campo, aliadas ao grande número de estações geológicas levantadas, produziram, a princípio, um mapa de pontos caótico. Tal mapa colocava sistematicamente, lado a lado, estações com numeração seqüencial muito diferentes. Ou seja: estações da ordem de uma dezena postavam-se ao lado de estações da ordem de seis centenas ou maiores. Nesta situação, conseqüentemente, era muito difícil a localização imediata de qualquer uma.

A questão foi resolvida com a subdivisão da região pesquisada em quadrículas de aproximadamente 2 x 2 km (seguindo as coordenadas UTM das folhas topográficas) e a utilização de um sistema de coordenadas alfanuméricas para localizar as estações. Deste modo, o mapa de pontos final acha-se subdividido em quadrículas, conforme visualizado no Anexo 1.1.

Cada uma destas quadrículas é identificada pela combinação de duas letras do alfabeto, a partir da extremidade NE do mapa. A primeira letra desta identificação será sempre aquela do alfabeto, disposto da esquerda para a direita, na margem superior do Anexo 1.1. A segunda letra será sempre aquela do alfabeto, disposto de cima para baixo, na margem esquerda do Anexo 1.1.

A numeração das diversas estações no interior de cada quadrícula também obedece a um esquema padrão. A partir das duas letras que identificam a quadrícula, os números são adicionados em ordem crescente, de cima para baixo e da esquerda para a direita, simulando um caminhar em zig-zag.

De outra parte, apesar do bom número de estações levantadas, que permitiu uma vasta cobertura de área estudada (Anexo 1.1), os caminhamentos e a sua respectiva amostragem, foram duplamente prejudicados. Nisto contribuíram os obstáculos naturais (e.g. acessos difíceis e/ou intemperismo pronunciado) e a irredutibilidade de alguns fazendeiros, residentes em Belo Horizonte, que não permitiram o trânsito por suas propriedades. Daí, a presença de alguns "vazios" no Anexo 1.1.

Isto seria uma questão menor, caso a área não se tratasse de terrenos antigos, polimetamorfizados, constituído por rochas litologicamente muito semelhantes e submetidas a um clima tropical, onde o intemperismo promove um verdadeiro massacre na mineralogia primária. O crucial destas áreas, conforme a experiência deste autor (Carneiro 1985), é que a história regional pode estar preservada num pequeno e remoto afloramento.

O levantamento geológico também foi prejudicado por outros fatores. Em primeiro lugar, a interpretação fotogeológica não favoreceu à delimitação preliminar das unidades gnáissicas (Gnaisses Alberto Flores e Souza Noschese), que são constituídas essencialmente por rochas de composição granitóide (s.l.). Esta composição petrográfica, muito semelhante entre as duas unidades gnáissicas, submetida a um tipo de ambiente intempérico muito rigoroso, produziu, por sua vez, um manto de alteração muito pronunciado e homogêneo, indistinguível, portanto, na escala do trabalho. Nem mesmo o estilo deformacional dos Gnaisses Alberto Flores, muito pronunciado em escala de afloramento, revelou-se como padrão fotogeológico, capaz de distingui-los dos Gnaisses Souza Noschese.

Assim, embora Herz (1970) tenha reportado contatos gradacionais entre os Gnaisses Alberto Flores e Souza Noschese, observou-se de fato, nas etapas de campo, uma ausência geral de contatos geológicos. Até mesmo os granitóides intrusivos (Tonalitos Samambaia e Granitos Brumadinho), muito diferenciados estrutural e composicionalmente das unidades mais antigas, perderam-se no contexto intempérico geral, não revelando características fotogeológicas distintivas.

Não fosse o grande número de estações geológicas levantadas, que permitiu localizar a presença de algumas feições intrusivas muito localizadas (diques) e enclaves (e/ou xenólitos), ou do emprego da geocronologia U/Pb (ver discussão no Capítulo 5), a seqüência litoestratigráfica do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional, ou pelo menos, uma seqüência de eventos tão expressiva, não estaria sendo aqui apresentada (Capítulo 3 e seguintes).

De qualquer modo, apesar de toda problemática enfrentada, o levantamento geológico permitiu reconhecer na região, além das unidades gnáissicas descritas por Herz (1970), mais duas gerações de granitóides e quatro gerações de rochas anfibolíticas e/ou intrusivas máficas (ver discussão no Capítulo 3 e seguintes). Apresenta-se no Anexo 1.2, a distribuição geográfica destas unidades no Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional. Os seus limites foram traçados tentativamente, a partir do mapa de pontos (Anexo 1.1).

Cada uma destas unidades está caracterizada petrograficamente (Capítulo 3) e foi submetida à análises geoquímicas em rocha total (Capítulo 4) e geocronológicas (Capítulo 5).

Outra questão relevante, enfrentada no decorrer do mapeamento e também na fase interpretativa, refere-se ao padrão estrutural da área versus densidade e natureza dos afloramentos. Tais afloramentos são predominantemente representados por matacões, encostas ou lajedos nos leitos fluviais. Nos dois últimos casos, observa-se, geralmente, uma única face da rocha e a amostragem tornou-se impossível com os instrumentos disponíveis na oportunidade.

Em adição, foi somente nas pedreiras ou nos cortes das estradas que as melhores observações estruturais puderam ser realizadas. Entretanto, o volume de dados obtidos não permitiu monitorar, com segurança, as grandes estruturas regionais. Isto seria, sem dúvida, uma ferramenta importantíssima na cartografia das unidades gnáissicas. Tentou-se, contudo, na medida do possível, compreender a geologia estrutural da área, conforme será sintetizado oportunamente no Capítulo 3. Uma avaliação do contexto estrutural geral está em vias publicação (Alkmim, Carneiro & Marshak, no prelo).

1.5.3 - ANÁLISES PETROGRÁFICAS E A CLASSIFICAÇÃO UTILIZADA.

O estudo petrográfico, realizado segundo as técnicas convencionais (descrição macro- e microscópica da composição e textura geral e/ou estruturas), foi, obviamente, o primeiro e fundamental elemento na caracterização das unidades litoestratigráficas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional. Todos os procedimentos analíticos posteriores, confirmaram a separação litoestratigráfica preliminar.

A classificação dos tipos petrográficos granitóides (s.l.) segue estritamente as propostas de Streckeisen (1976; 1979). Classificações adicionais serão sempre destacadas ao longo do texto, como é o caso das rochas máficas (anfíbolitos, metadiabásios e diabásios). Para definir a granulação das rochas, considerou-se os seguintes parâmetros citados em Williams *et al.* (1954): granulação fina - cristais menores que 1 mm; granulação média - cristais entre 1 e 5 mm; granulação grossa - cristais entre 5 e 30mm; granulação muito grossa - cristais acima de 30mm.

1.5.4 - LITOGEOQUÍMICA.

Definidas as unidades litoestratigráficas, as suas amostras mais representativas foram submetidas à análise química em rocha total, sob a responsabilidade do GEOLAB/GEOSOL. Amostras em duplicata também foram analisadas para o controle dos resultados analíticos. Os resultados analíticos completos estão listados nos Anexos 1.3 e 1.4.

Os métodos empregados na obtenção dos resultados geoquímicos foram os seguintes (Claudio Dutra, comunicação verbal): fluorescência de raios X (por fusão da amostra com tetraborato de Li) em Al, Ca e Fe^(total), Si, Mg, P, Cr e Ti; fluorescência de raios X (por pó prensado) em Ba, Cl, Cs, S, Nb, P, Rb, Sr, Y e Zr; absorção atômica em K, Mg, Mn, Na e Pb; espectrografia óptica em Zn, Cu, Co, Sc, Ni e V; titulação (com permanganato de K) em Fe²⁺; espectrometria de plasma nos elementos de terras raras (REE). Os erros estimados nestes procedimentos analíticos são da ordem de 1% para fluorescência de raios X (fusão); 5% para fluorescência de raios X (pó prensado); 3% para absorção atômica; 5% para espectrografia óptica e espectrometria de plasma (Claudio Dutra, comunicação verbal).

Para o tratamento estatístico dos resultados, cálculo da composição

normativa (Anexos 1.3 e 1.4)^{1.9} e construção de variados diagramas discriminantes, utilizados neste trabalho, foram utilizados os programas NEWPET (Clarke, 1990) e NORMAS (Vlack 1990a), destinados à microcomputadores IBM, ou compatíveis, nas versões XT ou AT.

1.5.5 - GEOCRONOLOGIA.

Após a caracterização das unidades litoestratigráficas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional, foram selecionados os afloramentos e as suas amostras, para os procedimentos geocronológicos. Os resultados analíticos completos estão listados nas várias tabelas apresentadas no Capítulo 5.

A preparação mecânica das amostras e a separação dos minerais, para os métodos K/Ar, Rb/Sr e U/Pb (etapa inicial) foi realizada nas dependências do CPGeo - Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo. Neste mesmo centro, foram realizados o ataque químico e as análises radiométricas Rb/Sr e K/Ar.

A seleção final dos zircões e a geocronologia U/Pb foram realizadas, por sua vez, nas dependências do GEOTOP - *Centre de Recherche en Géochimie Isotopique et en Geocronologia*, da Universidade de Québec em Montreal, no Canadá.

Apresenta-se, a seguir, uma descrição sucinta das fases e as respectivas referências bibliográficas de cada metodologia utilizada:

1.5.5.1 - GEOCRONOLOGIA K/Ar.

Para obtenção dos resultados K/Ar foram observados basicamente os procedimentos técnicos discutidos por Amaral *et al.* (1966) com as variadas modificações introduzidas, a partir de então, pelo corpo técnico do CPGeo.

Após a preparação mecânica inicial das amostras, as frações minerais foram concentradas magneticamente no Frantz e controladas opticamente, de modo a obter um concentrado final puramente constituído de biotita ou hornblenda (95% de pureza).

1.9 - Nestes cálculos, seguiu-se as recomendações de Middlemost (1989), no tocante às razões de oxidação do ferro, utilizando valores distintos para as unidades máficas ($\text{FeO}/\text{FeO}^{(\text{total})}=0,85$) e félsicas ($\text{FeO}/\text{FeO}^{(\text{total})}=0,7$).

As análises de K, em duplicata, foram realizadas por ataque químico convencional e a sua quantificação foi obtida por fotometria de chama em aparelho Micronal, modelo B-262. O argônio foi extraído em unidades de ultra alto vácuo, sob pressões inferiores a 1×10^{-7} mmHg e purificados em fornos de Cu-CuO e titânio.

Para análise isotópica do argônio, foi utilizado um espectrômetro de massa de fonte gasosa Nuclide, tipo Reynolds, empregando-se alíquotas de Argônio 38 puro, em quantidades mensuráveis, da ordem de 1×10^{-5} ccSTP.

A reprodutibilidade analítica do método é da ordem de 2 a 3%, com base na repetição dos padrões de laboratórios variados. Para o cálculo das idades, realizado em microcomputador, utilizou-se as constantes recomendadas por Steiger & Jäger (1978) e listadas a seguir:

$$\lambda_{K_{B-}}^{40} = 4,962 \times 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$$

$$\lambda_{K_{tot}}^{40} = 0,581 \times 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$$

$$Ar^{40} / Ar_{atm}^{36} = 295,5$$

$$K^{40} = 0,1167\% K_{tot}$$

1.5.5.2 - GEOCRONOLOGIA Rb/Sr.

Para obtenção dos resultados Rb/Sr, após a preparação mecânica das amostras, foi realizada uma dosagem semi-quantitativa de Rb/Sr para seleção dos conjuntos que são possuidores das razões mais adequadas. Esta dosagem foi efetuada por meio da fluorescência de Raios X, utilizando-se um aparelho Philips com tubo de Molibdênio, calibrado por padrões internacionais de referência (e.g. PCC-1, GSP-1, DTS-1).

Os conjuntos, então selecionados, foram dosados de forma quantitativa e sofreram as correções *background* necessárias, conforme o procedimento usual do CPGGeo. Para amostras com teores de Rb e Sr variando entre 50 e 500 ppm o erro máximo estimado é da ordem de 2%. Quando os teores estão fora deste intervalo as medidas são obtidas por meio de diluição isotópica, conforme descrito por Kawashita (1972), com erros máximos da ordem 1%.

O ataque químico das amostras é feito em béqueres de *teflon* com HF (1 ml) e HClO₄ (0,5 ml) a quente, durante 12 horas. Após esta etapa, os elementos são concentrados em resinas do tipo Dowex 50W-X8 (200-400 *meshes*), colocadas em

colunas de pirex (26 cm), utilizando uma solução clorídrica (2,62 N). Coleta-se o concentrado em solução, adicionando-se a ele 3 gotas de ácido perclórico (50%). A seguir a solução clorídrica é evaporada em chapa elétrica.

A espectrometria das amostras é feita após a deposição dos elementos, previamente diluídos em H_3PO_4 , em monofilamentos, que serão utilizados para leitura no aparelho VG-354, de fonte sólida, dotado de coletor múltiplo opcional (5 coletores), com amplificador Daly e sistema automático de leitura.

Os valores de Sr^{87}/Sr^{86} foram normalizados de acordo com a razão $Sr^{86}/Sr^{88} = 0,1194$, as constantes utilizadas são aquelas recomendadas por Steiger & Jäger (1978) e listadas a seguir:

$$\lambda_{Rb} = 1,42 \times 10^{-11} \text{ anos}^{-1}$$

$$(Rb^{85}/Rb^{87})_N = 2,5076 \pm 0,0037$$

$$(Rb^{85}/Rb^{87})_S = 0,01861 \pm 0,00003$$

$$q_{S^{87}} = 0,03198 \pm 0,00004 \text{ } \mu\text{moles/g}$$

As isócronas e as suas informações intrínsecas (idade, MSWD e os erros) foram calculadas em microcomputador utilizando o programa ISOJOB (Vlack 1990b). O traçado das isócronas considerou um desvio padrão (SD) da ordem de 0,5%

1.5.5.3 - GEOCRONOLOGIA U/Pb EM ZIRCAO E TITANITA.

Os procedimentos iniciais, para obtenção dos resultados U/Pb, envolvendo a preparação mecânica das amostras e a concentração grosseira dos minerais, foram realizados nas dependências do CPGeo, conforme antecipado.

As etapas seguintes, envolvendo concentração final, seleção dos cristais, ataque químico, espectrometria de massa e tratamento analítico dos resultados, foram realizados pelo autor nas dependências do GEOTOP em Montreal, no Canadá, que tem como característica principal os ambientes de classe 1000 e classe 100. A cuidadosa supervisão analítica ficou por conta do Prof. Dr. N. Machado.

A metodologia utilizada observou os procedimentos técnicos descritos em Krogh (1973; 1982a; b), Davis (1982), Corfu & Stott (1986), Machado *et al.* (1989a; 1991a). Estas técnicas implicam num cuidadoso procedimento experimental, de modo a

concentrar exclusivamente os melhores cristais de zircão, titanita, monazita e rutilo, do ponto de vista de suas características ópticas e magnéticas.

A fração ideal a ser analisada, deve possuir os cristais da menor susceptibilidade magnética possível, devendo ser, ao mesmo tempo, os cristais mais opticamente límpidos e destituídos de inclusões ou fraturas. Estas características são fundamentais na precisão das idades e na obtenção de pontos concordantes ao longo da curva da concórdia, nos diagramas U/Pb. Para isto é necessário varias sessões de Frantz, submetidas a um controle óptico rigoroso.

Nestas sessões, o concentrado de zircão é subdividido em frações magnéticas decrescentes, denominadas de FI (Frantz inicial) ou FF (Frantz final), de acordo com uma seqüência de combinações entre a inclinação da canaleta do Frantz *versus* a amperagem utilizada. As frações FI são obtidas utilizando-se de uma inclinação constante da canaleta (10°), em relação ao nível horizontal, com caimento para o usuário, e amperagens que variam de 0,2; 0,5; 0,7; 1,0 e 1,5 Amperes. A fração menos magnética de cada passo anterior é submetida a uma nova amperagem e assim sucessivamente.

A última fração não magnética do FI, obtida pela amperagem de 1,5 Amperes, dá início a obtenção das frações FF. Neste caso, a amperagem se mantém fixa (1,8 Amperes) e a inclinação de 5° da canaleta, a partir da primeira fração é reduzida, sucessivamente, para 3° , 1° e 0° . Este procedimento permite classificar o concentrado de zircão, de acordo com a sua susceptibilidade magnética, e concentrar as titanitas (fração FI-1,0 Amperes), monazitas (fração FI-1,8 Amperes) e rutilos (fração FF-NM 3°). Os melhores cristais de zircão serão sempre os da fração FF-NM 0° , para fins de datação U/Pb.

Após estas etapas, os cristais da melhor fração são classificados em famílias, de acordo com as suas características ópticas e morfológicas, de onde são escolhidos os melhores cristais para o prosseguimento da metodologia (Fotomicrografia 1.1A).

Os cristais escolhidos são submetidos a uma abrasão, sob ar comprimido, dentro de uma cápsula metálica, onde foi adicionado grãos de pirita e submetidos a uma pressão de 3 *psi*. Esta etapa é controlada opticamente e a abrasão pode demandar acima de uma centena de horas, como foi o caso de alguns zircões do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional (Ver Tabela 5.3).

Somente os zircões extremamente arredondados (Fotomicrografia 1.1B), límpidos e com a menor susceptibilidade magnética possível (uma agulha magnética é utilizada nesta etapa), são submetidos ao ataque químico. Tal procedimento é fundamental, para a obtenção de pontos concordantes na curva da Concórdia.

Quando os cristais apresentam núcleo e sobrecrecimento (Fotomicrografia 1.1C), é necessário separá-los mecanicamente por quebra manual (Fotomicrografia 1.1D). Isto é um procedimento corriqueiro e pode ser facilmente realizado sob uma lupa, utilizando, para isto, um par de pinças de aço. As duas frações devem sofrer abrasão (ou polimento) rigorosa, de modo a eliminar qualquer vestígio do cristal contíguo (Fotomicrografia 1.1E) e analisadas separadamente.

Esta situação pode revelar duas etapas distintas de crescimento mineral,

bem defasadas no tempo, como é o caso dos núcleos e sobrecrecimentos dos zircões dos Gnaisses Alberto Flores (ver Capítulo 5).

O ataque químico dos cristais é feito a quente, em bombas de *teflon*, sob HF, HNO₃ e HCl, onde foi adicionado um traçador (U²³⁵/Pb²⁰⁵) e demanda alguns dias. A solução é transferida para micro colunas (5 mm) de *teflon* onde os elementos em questão são concentrados por HCl (3,1 N), numa resina de troca aniônica do tipo Dowex HG1X8. Os concentrados de U e Pb são coletados em béqueres, por meio de H₂O, e a solução é evaporada em chapa elétrica.

A amostra é diluída em H₃PO₄ e depositada em monofilamento para leitura no espectrômetro de massa VG Sector, de fonte sólida, acoplado a um micro-computador do tipo IBM para controle das correntes iônicas e processamento dos resultados.

As constantes de decaimento utilizadas no cálculo das idades são aquelas recomendadas por Steiger & Jäeger (1978), e listadas a seguir:

$$\lambda_{U^{238}} = 1,55125 \times 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$$

$$\lambda_{U^{235}} = 9,84850 \times 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$$

Os erros (2 sigma) estimados para reprodutibilidade dos padrões são da ordem de $\pm 0,1\%$ para Pb²⁰⁷/Pb²³⁶ e $\pm 0,5\%$ para U/Pb. As razões atômicas são corrigidas pelo Pb comum e pelo *blank* (máximo de 15 pg para o Pb e 2 pg para U), assumindo o modelo da composição isotópica do Pb comum em dois estágios como proposto por Stacey & Kramers (1975). Os procedimentos estatísticos e o cálculo das idades obedecem ao programa de Davis (1982).

Uma sistemática semelhante é utilizada para análise das titanitas, mas o tempo de abrasão é muito reduzido, da ordem de 2 ou 3 horas. O ataque químico demanda um espaço de tempo consideravelmente menor, em virtude da maior solubilidade destes minerais.

CAPÍTULO 2 - CONTEXTO GEOLÓGICO.

Situa-se, neste capítulo, a região estudada no contexto geológico do Craton do São Francisco Meridional. Discutem-se as unidades litoestratigráficas do complexo metamórfico presente na região do Quadrilátero Ferrífero. Propõe-se a designação informal de Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional para a região investigada nesta tese.

2.1 - O CRATON DO SÃO FRANCISCO MERIDIONAL.

A litoestratigrafia do Craton do São Francisco Meridional (e.g. Pflug 1968; Dorr II 1969; Herz 1970; Pflug & Renger 1973; Ladeira 1980; 1985b; Schorscher *et al.* 1982; Mascarenhas *et al.* 1984; Inda *et al.* 1984; Machado Filho *et al.* 1983)^{2.1}, pode ser resumida, em linhas gerais, em quatro grandes unidades rochosas (Tabela 2.1; ver também Figura 1.1).

A primeira unidade apresenta uma grande diversidade petrográfica que está, predominantemente, relacionada à classe das rochas metamórficas e, subordinadamente, à classe das rochas ígneas. Este tipo de associação litoestratigráfica constitui um complexo metamórfico^{2.2} típico.

Este complexo metamórfico possui uma ampla distribuição por todo segmento meridional do craton (Figura 1.1) e tem recebido denominações variadas, por exemplo: Terrenos Granito-*greenstone* (Mascarenhas *et al.* 1984), Terrenos Migmatíticos-Granulíticos, Graníticos e Granito-*greenstone* não diferenciados (Inda *et al.* 1984), Complexo Divinópolis e Complexo Barbacena (Machado Filho *et al.* 1983).

A segunda e a terceira unidade (Tabela 2.1) constituem, na maioria das vezes, uma espessa seqüência supracrustal (e.g. Dorr II 1969; Schorscher *et al.* 1982; Ladeira 1980; 1985b) que têm a sua base atual composta por cinturões de rochas ver-

2.1 - Alguns destes trabalhos constituem a bibliografia fundamental da região em relação às seqüências supracrustais (e.g. Dorr II 1969), ou aos complexos metamórficos (e.g. Herz 1970), outros (e.g. Machado Filho *et al.* 1983), são sínteses regionais para eventuais consultas do leitor.

2.2 - O conceito de complexo metamórfico, considerado neste trabalho, foi exposto no Capítulo 1.

des do Arqueano, de natureza vulcano-sedimentar (e.g. Supergrupo Rio das Velhas), e o seu topo por seqüências metassedimentares do Proterozóico (Supergrupo Minas e/ou Espinhaço; e.g. Pflug 1968; Dorr II 1969; Pflug & Renger 1973; Schorscher & Guimarães 1976; Ladeira 1980; 1985b; Inda *et al.* 1984).

Tabela 2.1 - Grandes Unidades litoestratigráficas do Craton do São Francisco Meridional.

Unidades informais	Distribuição	Natureza	Idade
Coberturas sedimentares predominantemente sem metamorfismo (e.g. Supergrupo São Francisco).	Ampla desenvolvimento a noroeste e norte da porção meridional do craton.	Essencialmente sedimentar com metamorfismo e deformação nas porções marginais (especialmente na borda oriental).	Proterozóico Superior.
Seqüências sedimentares metamorfizadas (e.g. Supergrupos Espinhaço e Minas).	Restrita, desenvolvendo-se preferencialmente no Quadrilátero Ferrífero com distribuição para norte e sudoeste.	Espesso pacote metassedimentar com contribuição vulcânica e com metamorfismo da fácies xisto verde.	Proterozóico Médio/ Proterozóico Inferior.
Seqüência vulcano-sedimentar metamorfizada (e.g. Supergrupo Rio das Velhas).	Restrita, desenvolvendo-se preferencialmente no Quadrilátero Ferrífero com distribuição para noroeste e sudoeste.	Espesso pacote vulcano-sedimentar do tipo <i>greenstone-belt</i> , muito deformado com metamorfismo da fácies xisto verde.	Arqueano.
Complexo metamórfico.	Ampla, desenvolve por toda a porção meridional do craton.	Dominantemente metamórfica, com intrusões associadas e variada composição. Metamorfismo variando da fácies granulito a xisto verde com paragêneses retrometamórficas.	Arqueano.

Estas unidades (segunda e terceira) apresentam, porém, uma distribuição mais restrita, e sua ocorrência mais significativa é na parte oriental da área (Figura 1.1), onde situa-se o Quadrilátero Ferrífero (e.g. Supergrupo Rio das Velhas e Supergrupo Minas). Ramificações para norte, noroeste e sudoeste configuram, regionalmente, domínios residuais que são sugestivos de uma distribuição pretérita mais abrangente. O Supergrupo Espinhaço, por sua vez, expõe-se a partir da porção nordeste do Craton do São Francisco Meridional (Figura 1.1), em direção a norte (e.g. Inda *et al.* 1984, Marshak & Alkmim 1989).

A quarta unidade, é representada pela cobertura sedimentar cratônica (Supergrupo São Francisco; e.g. Pflug & Renger 1973; Inda *et al.* 1984) que se expõe

ao longo das extremidades norte e oeste da área cratônica (Figura 1.1), delimitando, neste trajeto, os setores setentrional e ocidental do complexo metamórfico do Craton do São Francisco Meridional.

Para leste, sul e sudoeste, este complexo metamórfico é limitado por várias faixas de dobramento marginais de idade brasileira (Mascarenhas *et al.* 1984).

2.2 - O QUADRILÁTERO FERRÍFERO.

O registro geológico presente na região do Quadrilátero Ferrífero (Figuras 1.2 e 2.1) compreende, predominantemente, as três unidades litoestratigráficas mais antigas da Tabela 2.1.

As duas primeiras, típicas do Arqueano e denominadas em regiões similares de Terrenos granito-greenstone (e.g. Windley & Bridgwater 1971), estão representadas, respectivamente, pela sequência vulcano-sedimentar do Supergrupo Rio das Velhas (Dorr II 1969; Schorscher *et al.* 1982; Ladeira 1980; 1985b) e pelo complexo

metamórfico que aflora marginalmente e no interior desta seqüência (Figura 2.1).

Muito embora, o complexo metamórfico presente na região do Quadrilátero Ferrífero (Figura 1.2) esteja formalmente indiviso, algumas adjetivações geográficas têm sido utilizadas na identificação informal de alguns de seus setores. Destacam-se neste contexto (Figura 2.1) os Complexos Metamórficos Bação (no interior da seqüência supracrustal), Caeté (no extremo nordeste), Belo Horizonte (norte, noroeste) e Congonhas (sul, sudeste). O complexo que aflora a oeste da seqüência supracrustal (Figura 2.1), tem sido chamado de Complexo Metamórfico Bonfim por Carneiro (1990a; b; no prelo).

A terceira unidade, com mais freqüência sobreposta ao Supergrupo Rio das Velhas, é constituída por um espesso pacote metassedimentar do Proterozóico Inferior (Supergrupo Minas), responsável pela abundante presença de formações ferríferas bandadas do tipo *Lake Superior* (e.g. Dorr II 1969, Ladeira 1985b; Babinski *et al.* 1991; Chemale *et al.* (no prelo).

A idade e as relações estratigráficas, entre o complexo metamórfico e a seqüência supracrustal do Quadrilátero Ferrífero (e.g. Supergrupos Rio das Velhas e Minas), têm motivado diferentes interpretações acerca da evolução geológica deste segmento crustal.

Primeiramente, o complexo metamórfico foi considerado como embasamento para toda a seqüência supracrustal (e.g. Harder & Chamberlin 1915a; b).

Posteriormente, este conceito foi abandonado por Dorr II *et al.* (1957), Dorr II (1969), Herz (1970), que interpretaram a crosta siálica do Quadrilátero Ferrífero como sendo intrusiva na seqüência supracrustal (e.g. Supergrupos Rio das Velhas e Minas).

Entretanto, outros autores (e.g. Guimarães *et al.* 1967; Ladeira 1980; Schorscher 1976; 1980; 1988; Schorscher & Guimarães 1976; Roeser 1977; Schorscher *et al.* 1982; Cordani *et al.* 1980a; b; Drake & Morgan 1980; Sichel 1982; Gomes 1985; 1986; Souza Gomes 1986; Gomes & Müller 1987), têm considerado que pelo menos uma parte da crosta continental do Quadrilátero Ferrífero, de natureza essencialmente gnáissica, antecede ao desenvolvimento do *greenstone belt* Rio das Velhas.

De qualquer forma, os dados geológicos disponíveis, acerca do complexo metamórfico existente na região do Quadrilátero Ferrífero, são ainda em número insuficiente. Afora os mapeamentos geológicos realizados pelo DNPM/USGS (e.g. Dorr II 1969, Herz 1970) e pelo IGA (1982; 1983)^{2,3}, estes dados concernem, majoritariamente, à descrições petrográficas com alguma geoquímica e geocronologia.

Neste sentido, apesar da literatura registrar uma variada gama petrográfica no complexo metamórfico (e.g. Guimarães *et al.* 1967; Roeser 1977; Schorscher *et al.* 1982; Gomes 1985; Schorscher 1988), raro é o registro de eventuais separações de suas unidades litoestratigráficas. As únicas tentativas, até agora, são aquelas de Herz *et al.* (1961), Herz (1970), Schorscher *et al.* 1982; Schorscher (1988; 1991), Carneiro (1990a; b; no prelo).

Destas propostas, aquelas de Herz (1970), Schorscher *et al.* 1982, Schorscher (1988; 1991), serão discutidas a seguir, pois constituem as referências geológicas regionais da pesquisa empreendida nesta tese. As propostas de Carneiro (1990a; b; no prelo), são relatos preliminares da tese ora apresentada.

2.3 - AS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS DE HERZ (1970) PARA O COMPLEXO METAMÓRFICO DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO.

Herz (1970) subdivide o complexo metamórfico aflorante no Quadrilátero Ferrífero em quatro grandes grupos de rochas ígneas e metamórficas (Tabela 2.2), distribuídas em diversos domos e complexos ^{2.4}.

Apesar da propriedade desta classificação de Herz (1970), algumas de suas definições, conforme será discutido a seguir, são bastante controvertidas. Decorrem daí, um grande número de questões, dentre as quais destaca-se o relacionamento geral entre o Domo de Bonfim e o Complexo Moeda, que tem claras implicações para o contexto desta tese.

Nesta questão, não fica claro da análise do trabalho de Herz (1970), se os granitóides do Complexo Moeda são unidades mais jovens que os gnaisses do

^{2.3} - O IGA realizou um mapeamento geológico no Quadrilátero Ferrífero na escala 1:50.000, mas somente os mapas geológicos estão publicados.

^{2.4} - Herz (1970) não conceitua estes termos, utilizando-os, indiscriminadamente, para englobar unidades litoestratigráficas (complexos, domos) ou designar uma feição tectônica (domo).

Tabela 2.2 - A classificação de Herz (1970) para os gnaisses e granitóides do Complexo Metamórfico.

Grupos	Características gerais	Natureza	Unidade litoestratigráfica	Distribuição geográfica	Relações estratigráficas	Metamorfismo
I	Rochas com textura "granítica" pobremente foliada.	Ígnea de afinidade granodiorítica.	Granodiorito Engenheiro Correia. Granodiorito Congonhas. Granodiorito Moeda.	Complexo Bação. Complexo Moeda.	Mais velho ou contemporâneo ao grupo I.	Xisto verde.
II	Gnaisses caracterizados por intercalações de bandas félsicas e máficas, originadas por anatexia do Granodiorito Engenheiro Correia ou mobilização e fusão de antigos sedimentos.	Metamórfica (sedimento + magma paleogênico); Gnaisses de afinidade granodiorítica.	Granito Gnaiss Itabirito. Granito Alberto Flores.	Complexo Bação. Domo de Bonfim.	Mais velho, mais jovem ou contemporâneo ao grupo I.	Xisto verde com possíveis evidências de fácies granulito em virtude de suas texturas reliquias.
III	Corpos intrusivos em todas as rochas pré-cambrianas, formando stokes, pequenas bossas foliadas, diques, corpos lenticulares, apresentam metassomatismo quando em contato com a sequência supracrustal e auréolas de contato com estaurolita.	Ígnea de afinidade granítica.	Granito Borrachudo. Granito Morro da Pedra Diques de granitóides. Granito gnaiss Marzagão.	NE do Quadrilátero. Complexo Belo Horizonte. Domo de Bonfim. N de Sabará.	Mais jovem de todos os grupos.	Xisto verde.
IV	Rochas intimamente relacionadas com metassedimentos do Supergrupo Minas e gnaisses do grupo II, que foram mobilizados durante eventos tardios. Tem geralmente direção paralela com a sequência supracrustal e com os grupos mais antigos, derivados dos gnaisses II.	Metamórfica (sedimentos + magma paleogênico); Gnaisses de afinidade granítica.	Gnaisses Souza Nogueira.	Domo de Bonfim.	Incerta. Aparentemente mais jovem que os grupos I e II.	Xisto verde com possíveis evidências de fácies granulito em virtude de suas texturas reliquias.

Domo de Bonfim, ou se todo este segmento crustal constitui um único complexo.

Além disto, Herz (1970), não estabelece um ordenamento estratigráfico inequívoco para as unidades do complexo metamórfico do Quadrilátero Ferrífero (ver Tabela 2.2). Por um lado, isto se deve, em parte, ao reflexo das metodologias geocronológicas disponíveis na época. Por outro, o quadro é decorrente de sua litoestratigrafia estar fundamentada no modelo geotectônico de Dorr II (1969) para o Quadrilátero Ferrífero. Este modelo (Herz 1970, pg. B4), considera que todas as rochas siálicas da região são intrusivas na seqüência supracrustal regional (e.g. Supergrupo Rio das Velhas e Minas).

A definição de Herz (1970) para as principais unidades litoestratigráficas do complexo metamórfico do Quadrilátero Ferrífero, em particular no caso daquelas que ocorrem no segmento ocidental à Serra da Moeda (Figura 2.2) ou nas suas imediações, é a seguinte:

2.3.1 - DOMO DE BONFIM^{2.5} (de acordo também com Simmons 1968).

Este domo está localizado a sul da Serra dos Três Irmãos e a oeste da Serra da Moeda (Figura 2.2), inserindo-se completamente na região investigada nesta tese. O Domo de Bonfim é constituído por um anel externo de rochas gnáissicas com foliação pouco desenvolvida (Gnaisses Souza Noschese)^{2.6} e um núcleo interno de gnaisses bandados e foliados que lhe sucede em contato gradacional - Granito (*sic*) Alberto Flores^{2.7} - que é correlacionável ao Granito Gnaiss Itabirito.

2.3.2 - GNAISSES SOUZA NOSCHESE.

Rocha gnáissica de cor cinza clara, de granulação fina a média, com fo-

2.5 - A maior parte deste segmento crustal não foi mapeada pelo convênio DNPM/USGS (Dorr II 1969), de modo que somente a porção setentrional do Domo de Bonfim figura no mapa geológico de Herz (1970). Entretanto, na página B6, Herz (1970) menciona o prolongamento do Domo de Bonfim, por mais 50 km, na direção sudoeste.

2.6 - Herz (1970), nas páginas B15 e B16, informa que estes gnaisses continuam aflorando, contudo, para sul e para oeste, até regiões exteriores aos domínios do Quadrilátero Ferrífero.

2.7 - Não fica claro o conceito utilizado por Herz (1970) para definir alguns termos petrográficos tais como granito, granodiorito e gnaiss. Em várias oportunidades algumas rochas descritas petrograficamente como gnaisses são denominadas, no entanto, de "granitos" (e.g. páginas B6, B13, B15, B24 e B25). Outras vezes, os termos granito e granodiorito são empregados para um mesmo tipo petrográfico, como parece ser o caso de uma rocha porfírica do Complexo Moeda (e.g. páginas B6 e B48).

liação pouco desenvolvida, podendo ter um ou dois planos de foliação. É constituída essencialmente por quartzo, oligoclásio e microclínio, acompanhados por biotita, moscovita e epidoto.

Herz (1970) não fornece a composição destes gnaisses, mas a julgar por duas análises modais apresentadas, ela aparenta ser granítica no sentido de Streckeisen (1976).

2.3.3 - GRANITO (*sic*) ALBERTO FLORES.

Rocha gnáissica de cor cinza, granulação média a grossa, com bandamento gnáissico bem desenvolvido e constituído por bandas félsicas e máficas, com composição geral granodiorítica. São minerais essenciais o quartzo, oligoclásio e microclínio, acompanhados por biotita, moscovita, epídoto e clorita.

2.3.4 - COMPLEXO BAÇÃO.

Geograficamente, é constituído por anel externo de rochas gnáissicas (Granito Gnaiss Itabirito) e por um núcleo granodiorítico (Granodiorito Engenheiro Correia). Estas rochas afloram no interior da seqüência supracrustal em contato direto com o Supergrupo Rio das Velhas (Figura 2.1).

2.3.5 - GRANITO GNAISSE ITABIRITO.

São rochas gnáissicas que afloram próximo à cidade de Itabirito. Caracterizam-se por um bandamento bem desenvolvido, com alternância de bandas félsicas e máficas. A composição varia de granítica a granodiorítica. Os seus possíveis correlatos (Herz 1970) são os gnaisses ao norte da Serra do Curral (Complexo Belo Horizonte), os gnaisses ao sul da Serra dos Três Irmãos (Granito (*sic*) Alberto Flores) e os gnaisses próximos a Caetés, Cocais e Santa Bárbara.

2.3.6 - GRANODIORITO ENGENHEIRO CORREIA.

Rocha de cor cinza escura, fracamente foliada e bandada, de granulação fina a média, geralmente equigranular. Estas rochas foram identificadas na localidade de Engenheiro Correia e tem como possível correlato (Herz 1970) o Granodiorito Congonhas.

2.3.7 - COMPLEXO MOEDA.

As características gerais deste complexo, conforme descritas por Herz

(1970), são muito controvertidas^{2.8}. De qualquer modo, ele seria constituído por um núcleo granodiorítico porfirítico, que aflora próximo à cidade de Moeda. Tal núcleo estaria circundado a leste, nas proximidades da Serra da Moeda, e a oeste, próximo ao Rio Paraopeba, por um granito gnaiss.

2.3.8 - GRANITO GNAISSE DO COMPLEXO MOEDA.

É uma rocha gnáissica, com foliação variada (fraca a fortemente foliada), constituída por plagioclásio, microclínio e quartzo, acompanhados por biotita, epídoto, titanita e clorita.

2.3.9 - GRANODIORITO PORFIRÍTICO DO COMPLEXO MOEDA.

É uma rocha de cor cinza, granulação grosseira fracamente foliada, constituída por plagioclásio, microclínio e quartzo, acompanhados de biotita, epídoto, clorita e titanita.

2.4 - AS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS DE SCHORSCHER (1988; 1991; 1992), SCHORSCHER *et al.* (1982), PARA O COMPLEXO METAMÓRFICO DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO.

Para Schorscher (1988; 1991; 1992), Schorscher *et al.* (1982), o complexo metamórfico do Quadrilátero Ferrífero é constituído por diferentes tipos de rochas, de natureza essencialmente granitóide (s.l.). Estas rochas, que foram geradas em diferentes épocas, são agrupadas por Schorscher (1988) segundo a sua origem

2.8 - Na página B21, Herz (1970) informa que este complexo cobre 700 km² (40 km de comprimento por 25 km de largura máxima) na região oriental do Rio Paraopeba, desde a localidade de Salto a sul, onde ele consiste de um granodiorito correlacionável ao Granodiorito Congonhas (e.g. também na pg. B6), até Brumadinho a norte, onde ele é correlacionado ao Granito Gnaiss de Itabirito.

- Já na página B22, só o granodiorito porfirítico que aflora no interior do Complexo Moeda tem 50 km de comprimento norte/sul.

- Nas páginas B6, B24 e B48 Herz (1970) informa que o Complexo Moeda não tem similar no Quadrilátero Ferrífero e que as rochas que afloram para norte e para sul não tem nenhuma relação com este complexo;

- Já na página B24, o contato entre o gnaiss marginal do Complexo Moeda e o "granito bem foliado e acamadado" (*sic*), que aflora para leste e norte do complexo, é gradacional.

- No mapa geológico de Herz (1970) o granodiorito porfirítico do Complexo Moeda faz contato, a norte, com o Gnaiss Souza Noschese (ver Figura 2.1).

"primária" ou "secundária" (*sic*).

A estes "grupos", Schorscher (1988) atribui o nome de Complexo Granítico, considerando-o parte do Complexo Migmatítico-Granulítico de Minas Gerais (Inda *et al.* 1984).

Para Schorscher (1988), o grupo "primário" compreende predominantemente os granitóides *s.l.* (gnaisses de alto grau, migmatitos e metagranitóides) e subordinadamente os anfibolitos básicos (tholeíticos), que corresponderiam, na sua interpretação, aos Anfibolitos Pré-Minas de Roeser (1977).

O grupo "secundário", de acordo com Schorscher (1988), é mais jovem e constituído por rochas metamórficas (metajacupiranguitos, metalamprófiros e milonitos), metassomáticas (granitóides do tipo Borrachudos), meta-ígneas (máficas e ultramáficas metamorfizadas) e ígneas (basaltos, basaltos termo-metamórficos (coroníticos) e pegmatitos. Na sua interpretação, estas rochas podem estar litoestratigraficamente relacionadas às grandes seqüências supracrustais da região (Supergrupos Rio das Velhas, Minas e Espinhaço).

Entretanto, merece destaque no seio deste grupo "secundário", três conjuntos rochosos formados, respectivamente, por rochas máficas metamorfizadas (*e.g.* Anfibolitos Diabasóides conforme Guimarães 1933), basaltos e basaltos termo-metamórficos (Schorscher 1988; 1991; 1992).

O primeiro destes conjuntos têm recebido, segundo Schorscher (1988), diferentes denominações, desde Anfibolitos Diabasóides (Guimarães 1933) até Anfibolitos Minas (Roeser 1977). De acordo com Schorscher (1988), este grupo de rochas ocorre como diques, soleiras ou plugues de variadas dimensões, encaixadas desde o complexo metamórfico até o Supergrupo Espinhaço. Porém, no Quadrilátero Ferrífero estas rochas apresentam contatos concordantes com o Supergrupo Minas (Schorscher 1988). Elas são, no entanto, desconhecidas no Supergrupo São Francisco (Schorscher 1988; 1991; 1992) e por isto, na opinião de Schorscher (1988; 1991; 1992), devem ser mais antigas que os metassedimentos deste supergrupo. Estes metamafitos apresentam texturas ígneas reliquias e composição muito diferenciada de gabros até quartzo-dioritos. A sua mineralogia primária encontra-se metamorfizada em graus variáveis (de xisto verde a anfibolito), mas diminui em direção ao interior da região cratônica, onde a xistosidade é muito fraca ou ausente.

O segundo conjunto é constituído por basaltos termo-metamórficos (Schorscher 1988), holocristalinos, com textura ofítica geral e coronítica nos minerais máficos. Estes basaltos são constituídos por hiperstênio, pigeonita, plagioclásio, hornblenda, apatita e opacos com ou sem olivina. Schorscher (1988; 1991; 1992) considera a textura coronítica destas rochas, como evidência de um metamorfismo termal. Este evento teria uma idade intermediária, entre o evento orogenético Minas/Espinhaço, e o processo térmico final do Ciclo Brasileiro (Schorscher 1991).

Finalmente, o terceiro conjunto rochoso é formado por basaltos de granulção muito fina, com texturas pilotaxíticas, intersertais ou subofíticas, constituídos por augita, plagioclásio, $\pm$ olivina (Schorscher 1988). Na opinião de Schorscher (1988; 1991; 1992), a ausência de coronas de reação termal e/ou qualquer tipo de deformação nestes basaltos, permite correlacioná-los ao magmatismo Mesozóico.

2.5 - SUMÁRIO DO CONTEXTO GEOLÓGICO.

Conforme apresentou-se nos itens anteriores, o complexo metamórfico, que ocorre na região do Quadrilátero Ferrífero, é constituído por uma grande variedade de tipos petrográficos. Estes tipos estão distribuídos por algumas unidades litoestratigráficas informais (e.g. Herz 1970) ou agrupados segundo a sua origem (e.g. Schorscher 1988; 1991; 1992).

Alguns resultados obtidos recentemente, entretanto, tem permitido por um lado, lançar alguma luz acerca da idade de algumas unidades deste complexo (e.g. Machado *et al.* 1989b; Machado *et al.* 1992; Noce *et al.* 1992; Machado & Carneiro, no prelo), por outro, retocar algumas das definições de Herz 1970 (e.g. Carneiro 1990a; b; no prelo).

Em primeiro lugar, o nome de algumas das unidades de Herz (1970), como é o caso dos - "Granitos Alberto Flores" - deve ser substituído, obviamente, por Gnaisses Alberto Flores e redefinido enquanto unidade litoestratigráfica informal^{2.9}.

Outros termos utilizados por Herz (1970) e também por Dorr II (1969), tais como Domo (e.g. Domo do Bonfim, Domo do Bação), de forte conotação genética,

2.9 - Conforme foi discutido no item 2.3.1 e seguintes (e.g. 2.3.3), estas rochas são gnáissicas pela própria descrição de Herz (1970). Além do mais, granito é um termo classificatório para rochas ígneas (s.s.), de acordo com a proposição de Streckeisen (1976).

frente ao modelo geotectônico de Dorr II (1969) para o Quadrilátero Ferrífero, devem ser abandonados. Em substituição a domo é sugerido o termo complexo metamórfico, como definido anteriormente.

Na situação específica do segmento crustal situado a oeste da Serra da Moeda (Figura 2.1), a designação estratigráfica informal de Complexo Metamórfico Bonfim^{2.10} é preferida em relação a Complexo Metamórfico Moeda. Do mesmo modo, a denominação de Granodiorito Moeda, para os granitóides que ocorrem na região homônima deve ser abandonada. Como alternativa, para designar estas rochas, fica a sugestão de Granitóides Mamona^{2.11}.

Os limites ocidental e meridional do Complexo Metamórfico Bonfim^{2.12}, assim como as suas relações gerais com os demais complexos metamórficos do Quadrilátero Ferrífero e adjacências (e.g. Complexo Metamórfico Bação), são ainda vagos. Todavia, isto poderá ser melhor definido, com o advento de novas pesquisas na região. Mas, a exemplo deste trabalho, a ênfase deverá ser, imprescindivelmente, o mapeamento geológico associado à geoquímica e geocronologia. Neste caso, a utilização integrada de vários métodos geocronológicos é fundamental, para o correto posicionamento cronoestratigráfico das unidades e entendimento de sua evolução crustal.

Finalmente, para fins de nomenclatura e indicação geográfica para o leitor, o segmento compreendido entre a Serra dos Três Irmãos a norte e o paralelo 20°15' a sul (quadrículas 1:50.000 de Igarapé, Brumadinho e Rio Acima), constitui o Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional (Figuras 1.2, 1.3, 2.1 e Anexos 1.1 e 1.2), cuja evolução geológica é o objetivo principal desta tese.

2.10 - Esta opção fundamenta-se nos critérios do código de nomenclatura estratigráfica (Petri *et al.* 1986a; b), que procreve a superposição de nomes para uma mesma região. Como o termo Moeda está consagrado para a formação quartzítica do Grupo Caraça (Supergrupo Minas), a opção mais adequada, indubitavelmente, aponta pela adoção do termo Complexo Metamórfico Bonfim.

2.11 - Estes granitóides, no entanto, são praticamente desconhecidos no contexto geológico regional. Por isto mesmo, estão sendo objeto de uma dissertação de mestrado junto ao Departamento de Geologia do IGC/UFMG, orientada pelo Prof. Correia Neves. No entanto, eles já foram objeto de uma determinação geocronológica pelo método U/Pb e apresentaram uma idade de 2.730 Ma. (Machado *et al.* 1989b). Esta idade, contudo, é intermediária entre os Tonalitos Sambaíba e os Granitos Brumadinho do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional (ver Capítulo 5).

2.12 - Os setores setentrional e meridional deste complexo foram considerados por Herz (1970) como Domo de Bonfim e Complexo Moeda, respectivamente.

CAPÍTULO 3 - O COMPLEXO METAMÓRFICO BONFIM SETENTRIONAL.

Apresentam-se, neste capítulo, a seqüência litoestratigráfica e as características principais do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional. Examinam-se a petrografia, textura, mineralogia e metamorfismo das unidades litoestratigráficas deste segmento crustal. Identifica-se o local tipo de cada uma, fornecendo as razões gerais de suas designações toponímicas.

3.1 - SEQÜÊNCIA LITOESTRATIGRÁFICA DO COMPLEXO METAMÓRFICO BONFIM SETENTRIONAL.

O Complexo Metamórfico Bonfim, conforme foi discutido no capítulo anterior, é o segmento siálico que aflora na região compreendida entre a Serra da Moeda, a leste, e a Serra dos Três Irmãos, a norte (Figura 2.1). Este complexo engloba, respectivamente, o Domo de Bonfim e o Complexo Moeda, como definidos por Herz (1970).

Com base nos resultados obtidos no decorrer desta pesquisa, foi possível reconhecer, na porção setentrional deste complexo, oito unidades litoestratigráficas. Estas unidades são constituídas por vários tipos de rochas ígneas ^{3.1} ou metamórficas (Tabela 3.1), e a sua distribuição geográfica pode ser observada no Anexo 1.2. Tais unidades foram definidas a partir das observações gerais de campo e do estudo petrográfico. Esta caracterização preliminar, assim como o ordenamento cronológico geral das unidades, foram confirmados, posteriormente, pela litogeoquímica (Capítulo 4) e geocronologia (Capítulo 5).

Os nomes atribuídos às unidades da seqüência litoestratigráfica do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional, no caso de unidades já conhecidas (e.g. Gnaisses Alberto Flores e Gnaisses Souza Noschese), são aqueles de Herz (1970). Para as unidades recém introduzidas, ou redenominadas, os seus nomes foram extraídos do seu local tipo e/ou proximidades, utilizando como referência toponímica as fo

3.1 - A nomenclatura das rochas ígneas utilizada pelo autor, segue as recomendações de Streckeisen (1976 e 1979).

Tabela 3.1 - Seqüência litoestratigráfica do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional.

Unidades Informais	Características gerais	Denominações Anteriores			Idades (Ma)		
		Herz (1970)	Carneiro (1990a,b)	Machado & Carneiro (no prelo)	U/Pb*	Rb/Sr	K/Ar
Diabásios Santa Cruz	Diques de rochas máficas com textura intergranular ou ofítica.		Diabásios	Diabásios			
Metadiabásios Conceição de Itaguaú	Diques de rochas máficas com fenocristais de plagioclásio e textura intergranular reliquiar.		Anfibolitos de Terceira Geração	Anfibolitos de Terceira Geração			1006 (hornblenda)
Granitos Brumadinho	Granitóides em pequenos corpos e/ou diques, cortando a foliação de cisalhamento NS dos Gnaisses Alberto Flores.		Granitóides de Terceira Geração	Granitóides de Segunda Geração	2703 ± 24/-20 (zircão)	982 ± 90 (rocha total)	1095 a 701 (biotita)
Anfibolitos Candeias	Diques máficos anfibolitizados de variadas espessuras, com raros blastofenocristais de plagioclásio e hornblenda poiquiloblástica. Associam-se predominantemente aos Tonalitos Samambaia.		Anfibolitos de Segunda Geração	Anfibolitos de Segunda Geração			1707 (hornblenda)
Tonalitos Samambaia	Corpos intrusivos de composição tonalítica e/ou granodiorítica, com textura ígnea preservada, localmente cisalhados.		Granitóides de Segunda Geração	Granitóides de Primeira Geração	2778 ± 3/-2 (zircão e titanita)	1189 ± 46 (rocha total)	1116 a 720 (biotita)
Gnaisses Souza Noschese	Ortognaisses (?) de cor cinza, com posição granítica, foliados.	Gnaisses Souza Noschese	Granitóides de Primeira Geração	Gnaisses Souza Noschese		1294 ± 79 (rocha total)	
Anfibolitos Paraopeba	Antigos diques de rochas máficas nos Gnaisses Alberto Flores, muito deformados, c/ text. granonematoblástica.		Anfibolitos de Primeira Geração	Anfibolitos de Primeira Geração			2157 a 1930 (hornblenda)
Gnaisses Alberto Flores	Gnaisses de cor cinza, bandados, de composição trondhjemitica a granítica, cisalhados.	Granito Alberto Flores	Gnaisses Antigos	Gnaisses Alberto Flores	2772 ± 6** 2920 *** (zircão)	2219 ± 80 (rocha total)	536 (biotita)
* Machado & Carneiro (no prelo); ** Sobrecrecimento; *** Núcleo.							

lhas topográficas regionais editadas pelo IBGE, na escala 1:25.000 (e.g. Fecho do Funil, Ibitaré, São Sebastião das Águas Claras, Brumadinho, Piedade do Paraopeba e Lagoa Grande).

Oportunamente, cada uma destas uniades será descrita petrograficamente (item 3.3) e/ou caracterizada geoquímica (Capítulo 4) e geocronologicamente (Capítulo 5).

3.2 - CARACTERÍSTICAS GERAIS DO COMPLEXO METAMÓRFICO BONFIM SETENTRIONAL.

3.2.1 - LIMITES E CONTATOS GEOLÓGICOS.

O contato geológico do Complexo Metamórfico Bonfim é feito a norte com os metassedimentos da Formação Moeda (Grupo Caraça do Supergrupo Minas; Figura 3.1 e Anexo 1.2). Este contato geológico, entretanto, somente foi observado na localidade denominada de "Fecho do Funil", situada a norte de Brumadinho, nas margens do Rio Paraopeba e/ou no corte da ferrovia (Ponto CF3; Anexo 1.1).

Neste ponto, observa-se, claramente, duas orientações estruturais divergentes. As rochas do complexo mostram uma marcante foliação milonítica NS e os metassedimentos da Formação Moeda exibem uma xistosidade N60E-N80E mergulhando para NW, paralela ao contato. Pontua-se, ainda, nestas imediações, algumas faixas miloníticas (s.l.), instaladas nas rochas do complexo metamórfico, e paralelas ao contato com as supracrustais. De maneira geral, todos os tipos petrográficos encontram-se bastante alterados. Afora este local, uma pronunciada cobertura de canga (e/ou laterita) é encontrada por toda borda norte, recobrindo o contato geológico do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional com a seqüência supracrustal. Em alguns locais, esta cobertura adentra aos domínios do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional e é explorada comercialmente.

Para oeste (Figura 3.1; Anexo 1.2), o contato geológico do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional é feito com os metassedimentos do Grupo Nova Lima (Supergrupo Rio das Velhas). Novamente, uma extremada faixa de alteração permeia a zona de contato. Neste percurso, de N para NW/W, são observados uma sucessão de traços de falha (Figura 3.1), ao longo do contato entre as duas unidades. Localmente são encontrados milonitos. Para sudoeste e sul o complexo tem continuidade aparente e extrapola a região investigada neste trabalho.

Para nordeste e leste (Figura 3.1; Anexo 1.2), o contato geológico é feito principalmente com as rochas do Supergrupo Rio das Velhas, representadas respectivamente pelos metassedimentos do Grupo Nova Lima e pela seqüência vulcano sedimentar do Grupo Quebra Ossos (Cf. Schorscher 1988). Subordinadamente, este contato geológico também ocorre com as rochas do Supergrupo Minas, representadas pelas rochas da Formação Moeda.

Em alguns locais do contato com as rochas do Supergrupo Rio das Velhas é possível observar uma série de indicadores cinemáticos (e.g. Pontos LI14; Anexo 1.1), relacionados à uma fase de inversão tectônica, que teria empurrado a seqüência supracrustal do Supergrupo Rio das Velhas sobre o complexo metamórfico. Novamente, prevalece uma situação de forte intemperismo na região limítrofe ao contato geológico.

Para sudeste o complexo metamórfico está novamente em contato com

os metassedimentos da Formação Moeda (Figura 3.1; Anexo 1.2). Os indicadores cinemáticos indicam uma natureza normal para este contato geológico, implicando num movimento ascensional do Complexo Metamórfico Bonfim, em relação ao Supergrupo Minas. No trajeto de NE para SE são observados novamente uma série de traços de falha paralelos e/ou transversais ao contato geológico entre o Complexo Metamórfico Bonfim e a seqüência supracrustal. Em alguns locais (e.g. no ramal rodoviário que liga a cidade de Moeda à BR 040, ao sul da área investigada neste trabalho) é possível observar rochas não alteradas, tanto do complexo metamórfico (e.g. Granitóide Mamona), quanto da seqüência supracrustal (e.g. Quartzito Moeda).

3.2.2 - FEIÇÕES GEOLÓGICAS INTERNAS.

Inúmeros tipos de feições geológicas podem ser encontradas nas rochas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional. Nesta seção, serão tratadas aquelas mais expressivas na escala deste trabalho, referentes à foliação milonítica, zonas de cisalhamento, diques e/ou corpos intrusivos, xenólitos e testemunhos da seqüência supracrustal.

3.2.2.1 - FOLIAÇÃO MILONÍTICA.

O Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional está caracterizado internamente por uma foliação milonítica (S_{n+1} ; Foto 3.1), geralmente de alto ângulo, cuja orientação é predominantemente NS (Figura 3.2C)^{3.2}. Os indicadores cinemáticos desta foliação indicam um movimento de natureza sinistral.

Este cisalhamento pode, em muitos casos, transpor o bandamento gnáissico (Figura 3.2A)^{3.3} da unidade litoestratigráfica Alberto Flores (Foto 3.2), reorientando os eixos das dobras contidas no bandamento anterior (S_n ; Figura 3.2B)^{3.4}.

3.2 - Observa-se neste diagrama que as dobras da foliação milonítica S_{n+1} dispõem-se ao longo de uma guirlanda, admitindo um dobramento com eixos E-W, verticalizados.

3.3 - Nota-se, neste diagrama, a concentração de dois máximos no quadrante SW, sendo um deles mais próximo da orientação NS e, o outro, mais próximo da orientação EW. Estes máximos demonstram duas orientações preferenciais para o referido bandamento: a primeira delas é aproximadamente NS com mergulho de 25°-30° para W; a segunda tem orientação aproximadamente N70°-80°W e mergulho de 35°-40° para sul. Esta distribuição de polos permite definir uma guirlanda, cujo eixo do dobramento tem uma orientação N30°E e um caimento de 20°.

3.4 - Nota-se, neste diagrama, que a disposição dos eixos ocorre ao longo de um círculo máximo, o que demonstra a compatibilidade de um mecanismo de cisalhamento na geração desta foliação.

Internamente à foliação milonítica dos gnaisses Alberto Flores são encontradas pequenas dobras apertadas, com charneiras espessadas e flancos adelgaçados, conforme pode ser observado no canto direito superior da Foto 3.3. Este cisalhamento (S_{n+1}), por seu turno, é truncado por um dique de granito (Granito Brumadinho; Fotos 3.2 e 3.3), que invade os Gnaisses Alberto Flores no ponto DJ8 (Anexo 1.1).

Foto 3.1 - Aspecto geral de uma zona de cisalhamento NS sinistral (S_{n+1}) instalada nos Gnaisses Souza Noschese (Ponto JG1; Anexo 1.1).

Afora esta foliação milonítica, uma outra foliação de cisalhamento (S_{n+2}), a qual se apresenta também de alto ângulo mas com movimento normal e caráter regional menos penetrativo, permeia todo Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional. A sua feição mais notável, nas rochas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional, pode ser observada no Ponto DJ8 (Anexo 1.1) pelo arqueamento e fraturamento do dique de Granito Brumadinho (Foto 3.3).

Esta foliação também aparece em outros locais e unidades litoestratigráficas do Quadrilátero Ferrífero como é o caso, por exemplo, do contato da Formação Moeda com o Granitóide Mamona, na estrada para a Cidade de Moeda (Endo & Nalini Jr. no prelo; Hippertt *et al.* no prelo) e, também, nos metassedimentos do Supergrupo Minas (Chemale *et al.* 1991; no prelo).

3.2.2.2 - ZONAS DE CISALHAMENTO.

Inúmeras zonas de cisalhamento, preferencialmente NS, estão espalhadas por todo Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional. Estas zonas possuem espessuras variadas, de milimétricas (e.g. Foto 3.1) a métricas. A sua extensão também é variada, mas a identificação de sua continuidade no campo é prejudicada pelo manto de intemperismo reinante na região.

Estas zonas são constituídas por milonitos (s.l.), geralmente muito alterados ou saprolitos (Foto 3.4). A sua regularidade nos gnaisses é, algumas vezes tão

marcante, que a feição geral sugere, localmente, uma intercalação "metassedimentar"^{3.5}.

Foto 3.2 - Bandamento félsico/máfico (S_n) dos Gnaisses Alberto Flores sendo transposto pela foliação de cisalhamento NS (S_{n+1}), gerando um novo e delgado bandamento mineralógico (Ponto DJ8; Anexo 1.1). Notar um veio granítico (Granito Brumadinho), na porção inferior da foto, truncando a foliação de cisalhamento NS (S_{n+1}).

A frequência das zonas de cisalhamento é muito acentuada na porção nordeste da área, nas proximidades do contato com o Supergrupo Rio das Velhas. Fato este, aliás, já assinalado no mapa geológico do IGA (1982; ver Figura 3.1).

Também nesta área ocorre uma marcante intercalação entre milonitos (s.l.) saprolíticos e saprolitos provenientes dos Anfibolitos Candeias (Tabela 3.1)^{3.6}. Estes dois saprolitos são, à primeira vista, muito semelhantes. O saprolito proveniente dos milonitos mostra uma xistosidade reliquiar bem pronunciada, semelhante àquela encon-

^{3.5} - Frequentemente, os complexos metamórficos da região do Quadrilátero Ferrífero, tem sido considerados como unidades paraderivadas (e.g. Herz 1970; Gomes 1985). Herz (1970) descreve, inclusive, metassedimentos intercalados nos gnaisses do Complexo Metamórfico Bonfim. Contudo, é provável que estes milonitos (s.l.) alterados, correspondam a tais intercalações metassedimentares, pois nenhuma feição desta natureza foi encontrada no âmbito da região investigada nesta tese.

^{3.6} - Esta família de anfibolitos, embora disseminada por todo Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional, é muito frequente na sua porção oriental.

trada nos saprolitos anfibolíticos. Do mesmo modo, a cor de alteração de ambos é praticamente a mesma. No entanto, a sua distinção é possível pela comparação de suas densidades relativas. Como esperado, aqueles de origem anfibolítica são sempre mais densos que os de origem milonítica.

Foto 3.3 - A foliação milonítica (S_{n+1} ; sinistral) impressa nos Gnaisses Alberto Flores (Ponto DJ8; Anexo 1.1), apresentando pequenas dobras apertadas no canto superior direito da foto e truncada por um dique do Granito Brumadinho. Este dique, por sua vez, encontra-se suavemente dobrado e fraturado pela foliação (S_{n+2}), superimposta.

3.2.2.3 - CORPOS INTRUSIVOS.

Outra feição muito comum no Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional é a pluralidade composicional dos corpos intrusivos. Estes corpos variam desde diques centimétricos/ métricos de diabásios, metadiabásios, anfibolitos, pegmatitos, quartzo leitoso ou granitóides (e.g. Fotos 3.3 e 3.5), até grandes corpos de metadiabásios ou granitóides (e.g. Tonalito Samambaia; Anexo 1.2).

As relações gerais entre estes corpos intrusivos e as encaixantes, a nível de afloramento, podem estar totalmente preservadas. É o caso, por exemplo, dos Pontos DJ8 e ML8 (Anexo 1.1) onde ocorrem, respectivamente, diques de Granito Brumadinho (Fotos 3.3) e Anfibolito Candeias (Foto 3.5).

Foto 3.4 - Aspecto geral de uma zona de cisalhamento, instalada nos Gnaisses Souza Noschese e constituída por milonitos (s.l.) alterados (Ponto KI12; Anexo 1.1).

Isto, porém, não auxilia muito no caso dos diques máficos, pois o conjunto de matacões encontrados num determinado local não expressa a continuidade tabular do corpo. Maiores agravantes têm lugar nos corpos mais estreitos, onde a fotointerpretação opera com baixa resolução.

De qualquer maneira, toda porção setentrional do Complexo Metamórfico Bonfim encontra-se pontilhada por variados diques. Os de natureza máfica são predominantes e constituem, pelo menos, quatro gerações distintas (e.g. Tabela 3.1).

3.2.2.4 - XENÓLITOS.

De maneira geral corpos intrusivos do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional carregam xenólitos da rocha encaixante (Foto 3.6). Este tipo de feição assume importância fundamental na formulação de uma seqüência litoestratigráfica (e.g. Carneiro 1985; Carneiro *et al.* 1989).

Freqüentemente estes xenólitos constituem o único registro de campo das relações litoestratigráficas entre duas unidades. É o caso do Ponto IH15 (Anexo 1.1)

onde é possível observar, nos Gnaisses Souza Noschese, alguns xenólitos gnáissicos cinzentos, muito semelhantes às bandas máficas dos Gnaisses Alberto Flores (Foto 3.7).

Foto 3.5 - Dique de Anfibolito Candeias intrusivo no Tonalito Samambaia (Ponto ML8; Anexo 1.1).

3.2.2.5 - SUPRACRUSTAIS.

Em alguns locais do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional, como é o caso dos Pontos EL10, EI2, EL17, HK1, HK11 e IK1 (Anexo 1.1), é possível encontrar restos da seqüênciasupracrustal embutidos nos Gnaisses Alberto Flores (Anexo 1.2). Estes testemunhos são constituídos por terrenos xistosos, muito alterados, de cor avermelhada intensa, e já foram correlacionadas ao Supergrupo Rio das Velhas pelo IGA (1982, Folha Brumadinho 1:50.000). As relações de contato com os gnaisses circundantes, entretanto, são mascaradas pelo pronunciado regolito.

3.3 - PETROGRAFIA DAS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS DO COMPLEXO METAMÓRFICO BONFIM SETENTRIONAL.

A petrografia das unidades litoestratigráficas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional, apresentada a seguir, obedece a ordem cronológica das unidades,

a partir daquela mais antiga.

Foto 3.6 - Dique de Granito Brumadinho encaixado nos Gnaisses Alberto Flores e apresentando xenólitos da rocha encaixante (Ponto DJ8; Anexo 1.1).

3.3.1 - GNAISSES ALBERTO FLORES.

São rochas cinzentas, bandadas (Fotos 3.2, 3.3, 3.6 e 3.8), faneríticas, eqüigranulares, de granulação média a grossa. A sua composição química é, predominantemente, trondhjemitica (Figura 3.3). O seu bandamento mineralógico (S_n) é composto por bandas félsicas de feldspatos e quartzo, alternadas com bandas máficas de biotita e/ou clorita.

Os Gnaisses Alberto Flores são as rochas mais deformadas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional, apresentando estruturas anteriores à foliação de cisalhamento regional NS (S_{n+1} ; Fotos 3.2 e 3.3) de idade Arqueana. Além disto, estes gnaisses encontram-se localmente migmatizados e/ou invadidos por variados tipos de intrusivas félsicas ou máficas, metamorfizados ou não.

Foto 3.7 - Lajedo de Gnaisses Souza Noschese apresentando xenólitos gnáissicos cinzentos, semelhantes às bandas máficas dos Gnaisses Alberto Flores (Ponto IH15; Anexo 1.1).

3.3.1.1 - LOCAL TIPO E DISTRIBUIÇÃO.

O local tipo destes gnaisses, como proposto por Herz (1970), está localizado próximo à estação ferroviária "Alberto Flores" (Ponto EJ12; Anexo 1.1). Ali, os gnaisses em discussão afloram, respectivamente, num corte ao longo da ferrovia e também sob a forma de alguns matacões gnáissicos, espalhados pelas redondezas.

Estes afloramentos, contudo, não representam as melhores ocorrências dos Gnaisses Alberto Flores no âmbito do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional. Exposições de natureza mais abrangente, inclusive com rochas menos afetadas pelos processos intempéricos, foram encontradas em vários outros locais. É caso, por exemplo, de uma pedreira desativada, situada a 4,5 km sudeste de Brumadinho, na estrada para Bonfim (Ponto DJ8, Anexo 1.1, Fotos 3.2, 3.3 e 3.6).

Neste local, além de mostrarem relações litoestratigráficas inequívocas com outras unidades do complexo (Fotos 3.3 e 3.6), os Gnaisses Alberto Flores ostentam, ao mesmo tempo, algumas de suas estruturas tectônicas mais significativas e cro-

nologicamente relacionadas, como é por exemplo a sua foliação de cisalhamento NS (Fotos 3.2 e 3.3). Por isto, este ponto será, doravante, considerado como local tipo dos Gnaisses Alberto Flores. Todavia, em obediência às normas da nomenclatura estratigráfica manter-se-á a designação de Gnaisses Alberto Flores para esta unidade, como proposta por Herz (1970).

Foto 3.8 - Bandamento mineralógico félsico/máfico (S_n) característico dos Gnaisses Alberto Flores (Ponto FK8; Anexo 1.1).

Os Gnaisses Alberto Flores são encontrados em vários outros locais do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional. Citam-se, como exemplo, as ocorrências no leito do Ribeirão Aranha, na localidade de mesmo nome, a sudoeste de Brumadinho (e.g. Pontos IL5, HK10; Anexo 1.1); à montante do Rio Paraopeba (e.g. Pontos FK8, GM13; Anexo 1.1) e a sul de Brumadinho (e.g. Ponto BL5; Anexo 1.1).

A distribuição desta unidade (Anexo 1.2) segue grosseiramente a proposição de Herz (1970), ostentando um domínio quase centralizado no âmbito do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional (ver também Figura 2.1). A sua área de exposição, contudo, abrange um espaço territorial maior, avançando sobre os Gnaisses Souza Noschese de Herz (1970), com os quais estão em contato geológico inferido a norte e a noroeste.

Para leste e sudeste, os Gnaisses Alberto Flores estão em contato geológico inferido com o Supergrupo Rio das Velhas e com os Tonalitos Samambaia, que lhe são intrusivos.

3.3.1.2 - TEXTURA.

A textura dos Gnaisses Alberto Flores é tipicamente granoblástica a xenoblástica, caracterizada por cristais subédricos a anédricos de plagioclásio e microclínio e quartzo anédrico intersticial (Fotomicrografia 3.1). Localmente, cristais maiores (subédricos a anédricos) de plagioclásio e microclínio, podem configurar uma textura porfiroblástica reliquiar. A biotita é subordinada e desenvolve filmes e/ou bandas pela matriz quartzo-feldspática.

Fotomicrografia 3.1 - A) Textura granoblástica a xenoblástica dos Gnaisses Alberto Flores, mostrando cristais anédricos de plagioclásio e microclínio, com quartzo anédrico intersticial e leitos de biotita castanha (aumento de 26 vezes). B) Mesma feição sob polarizadores descruzados (Ponto DJ8; Anexo 1.1).

3.3.1.3 - MINERALOGIA.

O plagioclásio é o principal constituinte em volume destas rochas e mostra cristais subédricos a anédricos, zonados, geminados segundo Carlsbad e albita. Na maioria dos casos, a geminação polissintética está deformada e apresenta variadas curvaturas. De maneira geral, os plagioclásios estão parcialmente substituídos por uma massa pulverulenta de epídoto granular e sericita em finas palhetas. Esta saussuritização, todavia, não é generalizada e pode variar de cristal para cristal e de amostra para amostra. Do mesmo modo, uma substituição interlamelar para calcita pode ser observada no mineral em questão. Inclusões de biotita castanha ou quartzo globular são feições comuns. Em alguns casos, o plagioclásio é antipertítico com inclusões de microclínio.

O microclínio, em quantidade subordinada ao plagioclásio, exhibe cristais essencialmente anédricos com geminação *tartan* e variados tipos de filmes pertíticos. Os seus cristais, via de regra, são sempre límpidos. Contudo, os cristais maiores podem apresentar alguma sericitização nos filmes pertíticos mais desenvolvidos. O microclínio apresenta ainda inclusões de quartzo globular e, também, diminutos cristais de plagioclásio geralmente saussuritizados. A mirmequita é uma feição comum, crescendo nas interfaces feldspáticas.

O quartzo é o terceiro componente em volume nestas rochas e exhibe cristais anédricos intersticiais com extinção ondulante e localmente recristalizados.

A biotita é o mineral varietal destas rochas. Ela exhibe pleocroísmo castanho, castanho esverdeado, sendo mais freqüentemente observada em filmes e/ou bandas intersticiais associadas a titanita granular, ou como lamelas bem desenvolvidas na matriz quartzo feldspática. Neste caso, é comum a presença de agulhas de rutilo nas lamelas da biotita. Localmente, este mineral mostra transformação para clorita verde, incolor e/ou epídoto granular. A total cloritização das biotitas, assim como uma saussuritização mais intensa dos plagioclásios, no entanto, podem ser feições generalizadas e locais, como é o caso de algumas amostras do Ponto DJ8-1 (Anexo 1.1). Neste mesmo local, as amostras mais cisalhadas apresentam espessos filmes de epídoto granular associado à sericita, com clorita subordinada. Aliás, o volume de sericita e/ou epídoto é substancialmente mais expressivo quando a rocha apresenta-se mais cisalhada.

Titanita, apatita e zircão são os acessórios principais. Os minerais opacos são acessórios de pouca freqüência, podendo estar ausentes em determinados ca-

sos. Em outros, mostram cristais anédricos corroídos e bordejados por titanita granular. Este mineral, por sua vez, está preferencialmente associada a biotita, mostrando cristais anédricos granulares. Localmente, podem exibir cristais subédricos na matriz.

O zircão apresenta-se em cristais idiomórficos, inclusos no quartzo ou nos feldspatos. Mais raramente, podem estar associados a biotita. Feições de núcleo e sobrecrecimento são freqüentemente observadas nos cristais de zircão. A apatita mostra cristais idiomórficos, de variados tamanhos, inclusos na matriz quartzo-feldspática.

Epídoto, clorita, sericita e carbonatos são minerais secundários, crescendo sobre a paragênese principal.

3.3.1.4 - METAMORFISMO.

A paragênese principal dos Gnaisses Alberto Flores (plagioclásio $\pm$ microclínio $\pm$ quartzo $\pm$ biotita castanha) refere-se, certamente, ao último evento tectôno-thermal de fácies anfibolito submetido a estas rochas.

Uma idade arqueana para esta paragênese e, conseqüentemente, para o evento tectôno-thermal que a produziu, pode ser deduzida dos resultados geocronológicos U/Pb em zircões destes gnaisses e, em zircões e titanitas, dos Tonalitos Samambaia (Ver discussão detalhada no Capítulo 5, item 5.4).

Todavia, sobre esta paragênese principal desenvolve-se paragêneses secundárias (clorita $\pm$ saussurita $\pm$ epidoto $\pm$ calcita), que são indicativas de reequilíbrios retro-metamórficos posteriores, que foram impostos ao Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional. Neste particular, estes minerais, estão disseminadas por todas as unidades litoestratigráficas do complexo em discussão.

3.3.2 - ANFIBOLITOS PARAPEBA.

Os Anfibolitos Parapeba são rochas melanocráticas, densas, faneríticas, equigranulares, de granulação média, muito foliadas. A sua composição química é de natureza essencialmente basáltica (Figura 3.4). Estes anfibolitos são encontrados no interior dos Gnaisses Alberto Flores e afloram, normalmente, como enclaves ou diques máficos rompidos e boudinados (Foto 3.9). Quando localizados em zonas de cisalhamento, estes anfibolitos adquirem um aspecto xistoso, com a substituição da hornblenda por biotita.

3.3.2.1 - LOCAL TIPO E DISTRIBUIÇÃO.

O local tipo desta família de anfibolitos é Ponto FN1 (Anexo 1.1), situado na porção meridional da região pesquisada, nas proximidades do Rio Paraopeba. Na ausência de uma designação toponímica mais específica para este local tipo, o nome da unidade foi tomado do acidente geográfico mais próximo - Rio Paraopeba - que, por sua vez, é o curso fluvial mais expressivo, que drena o Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional.

Estes anfibolitos são encontrados em vários outros locais, no âmbito do domínio dos Gnaisses Alberto Flores, na forma de matacões, diques rompidos ou *boudins* (Foto 3.9; Ponto IL5; Anexo 1.1).

3.3.2.2 - TEXTURA.

A textura dos Anfibolitos Paraopeba varia de nematoblástica a granone-matoblástica. Esta textura está caracterizada, geralmente, por leitos alternados de hornblenda e plagioclásio, que mostram cristais subédricos a anédricos poligonizados, com junções tríplices (Fotomicrografia 3.2). O quartzo é anédrico intersticial ou aparece como gotas na hornblenda ou no plagioclásio.

Foto 3.9 - Aspecto geral de afloramento dos Anfibolitos Paraopeba, mostrando fragmentos boudinados pela foliação de cisalhamento (S_{n+1}) dos Gnaisses Alberto Flores (Ponto IL5; Anexo 1.1).

3.3.2.3 - MINERALOGIA.

A hornblenda castanha e/ou verde acastanhada é o constituinte principal dos Anfibolitos Paraopeba. Este mineral mostra cristais subédricos a anédricos, poligonizados e estão, via de regra, preservados das alterações secundárias. Contudo, nas amostras mais miloníticas a hornblenda exhibe transformação para biotita e/ou clorita. Neste caso, o epídoto, em cristais anédricos, ocorre associadamente.

Fotomicrografia 3.2 - A) Textura nematoblástica a granonematoblástica dos Anfíbolitos Paraopeba, caracterizada por leitos alternados e constituídos por cristais subédricos a anédricos de hornblenda e plagioclásio, com quartzo e minerais opacos intersticiais (aumento de 26 vezes). **B)** Mesma feição sob polarizadores descruzados (Ponto IJ12; Anexo 1.1).

Outra feição pertinente às hornblendas, muito embora seja um fato raríssimo, é presença de raras inclusões anédricas de plagioclásio (totalmente saussuritizadas) e quartzo.

O plagioclásio é o segundo componente em volume dos Anfibolitos Paraopeba e apresenta-se, nestas rochas, em cristais essencialmente anédricos, poligonizados e geminados segundo albita e Carlsbad. Este mineral encontra-se geralmente transformado para uma massa pulverulenta, constituída por epídoto granular e sericita.

O quartzo é um mineral muito raro nos Anfibolitos Paraopeba e mostra cristais anédricos poligonizados com extinção ondulante e associado principalmente aos plagioclásios.

A biotita acastanhada pode ser um mineral frequente nas amostras mais cisalhadas. Neste caso, desenvolve-se às custas da hornblenda e pode estar associada à clorita. Outras vezes, exhibe finas palhetas nos leitos anfibolíticos.

Os opacos têm geralmente formas anédricas, com aspecto corroído e estão bordejados por grãos anédricos de titanita. Outras vezes, podem ocorrer no interior dos cristais de hornblenda, exibindo feições esqueletiformes e/ou preenchendo as fraturas do seu hospedeiro.

A titanita é um mineral acessório muito frequente. Ela ocorre em agregados multigranulares anédricos, bordejando os minerais opacos, ou como cristais mais desenvolvidos, embora anédricos, associados à hornblenda. Apatita e o zircão são outros minerais acessórios, mas têm ocorrência mais rara, na forma de pequenos cristais prismáticos.

Sericita, epídoto e clorita são minerais secundários crescendo sobre a paragênese principal.

3.3.2.4 - METAMORFISMO.

A paragênese principal destes anfibolitos (hornblenda castanha $\pm$ plagioclásio $\pm$ quartzo) indica uma recristalização metamórfica relativa à fácies anfibolito. Paragêneses desta natureza estão preservadas nos Tonalitos Samambaia e Anfibolitos Candeias (ver itens específicos).

Os Anfibolitos Paraopeba apresentam também algumas paragêneses secundárias (biotita castanha $\pm$ clorita $\pm$ saussurita). Estes minerais podem estar relacionados às zonas de cisalhamento (especialmente a biotita), ou ao reequilíbrio mineral retrometamórfico que está disseminado por todo complexo (clorita $\pm$ saussurita).

De qualquer modo, estas paragêneses secundárias refletem, a princípio, os processos tectônicos regionais que foram impostos, ao Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional, no decorrer do Proterozóico.

3.3.3 - GNAISSES SOUZA NOSCHESSE^{3.7}.

Os Gnaisses Souza Noschese são rochas quartzo-feldspáticas cinzentas, geralmente foliadas e/ou bandadas (Foto 3.10), faneríticas, eqüigranulares de granulção média. A sua composição química é granítica essencialmente (Figura 3.3).

Foto 3.10 - Aspecto geral dos Gnaisses Souza Noschese, no seu local tipo, exibindo a foliação milonítica NS (S_{n+1}), (Ponto AJ6; Anexo 1.1).

^{3.7} - Em virtude de suas características petrográficas gerais (e.g. textura, estrutura e composição), estas rochas seriam melhor designadas de Metagranitos Souza Noschese. Todavia, apesar de raras, estes granitóides também mostram feições gnáissicas típicas (e.g. bandamento mineralógico). Assim sendo, ateu-se à designação de Herz (1970).

A foliação e/ou bandamento dos Gnaisses Souza Noschese possui, no entanto, um caráter muito heterogêneo, conferindo desde feições tipicamente ígneas, até bandamentos gnáissicos (miloníticos s.l.). Entretanto, não observou-se nestes gnaisses, qualquer feição tectônica reliquiar à foliação de cisalhamento NS (S_{n+1}), como aquelas disseminadas pelos Gnaisses Alberto Flores (Fotos 3.2 e 3.8).

A composição granítica e a ausência de estruturas tectônicas reliquias nos Gnaisses Souza Noschese, além de contrastantes com a composição trondhjemitica e o estilo tectônico dos Gnaisses Alberto Flores, indicam, ao mesmo tempo, a antecendência crustal destes últimos em relação aos primeiros. Do mesmo modo, as feições miloníticas e/ou o bandamento mineralógico dos Gnaisses Souza Noschese, muito contrastantes, com as feições tipicamente ígneas dos Tonalitos Samambaia, suportam a antecendência crustal da unidade gnáissica em relação aos tonalitos.

3.3.3.1 - LOCAL TIPO E DISTRIBUIÇÃO.

Herz (1970) propõe como local tipo dos Gnaisses Souza Noschese, alguns afloramentos situados nas proximidades da estação ferroviária homônima (e.g. Ponto CG6; Anexo 1.1). Como no caso dos Gnaisses Alberto Flores, estes afloramentos não são totalmente representativos da unidade em consideração. Além do mais, ao longo de todo corte da ferrovia, entre a Estação Souza Noschese e o limite setentrional do Complexo Metamórfico Bonfim com o Supergrupo Minas, no Fecho do Funil (Ponto CF3; Anexo 1.1), os Gnaisses Souza Noschese estão sempre alterados.

Todavia, uma pedreira inativa situada a 2,5 km a sul da localidade de Conceição do Itaguá, conhecida como Pedreira Mendes Júnior (Ponto AJ6; Anexo 1.1), reúne as exposições mais notáveis dos Gnaisses Souza Noschese no âmbito do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional. Por isto, será considerada, doravante, o local tipo desta unidade.

A distribuição geográfica dos Gnaisses Souza Noschese (Anexo 1.2) segue grosseiramente a proposição de Herz (1970), mas compreende um domínio territorial menor (ver Anexo 1.2 e comparar com a Figura 2.1). Os contatos geológicos desta unidade, com as demais do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional, são inferidos por causa do vasto regolito presente na região.

3.3.3.2 - TEXTURA.

Os Gnaisses Souza Noschese ostentam texturas granoblásticas pouco recristalizadas (Fotomicrografia 3.3), caracterizadas, em geral, por cristais anédricos de microclínio, plagioclásio e quartzo. Variações para texturas porfiroblásticas podem ser encontradas localmente. Neste caso, os porfiroblastos são de microclínio ou plagioclásio. Nas amostras mais cisalhadas, a biotita e/ou moscovita desenvolve leitos intercalados na matriz quartzo-feldspática.

3.3.3.3 - MINERALOGIA.

O microclínio é o principal constituinte destas rochas, suplantando o conteúdo de plagioclásio. Ele mostra cristais anédricos límpidos, com geminação *tartan* e variados tipos de filmes pertíticos. Apesar de raros, alguns destes filmes, especialmente aqueles mais espessos, podem mostrar alguma sericitização. Ostentam ainda, frequentemente, inclusões globulares de quartzo, cristais anédricos de plagioclásio (geralmente saussuritizados) e palhetas de biotita. Intercrescimento de quartzo vermicular é feição comum no feldspato alcalino.

O plagioclásio mostra cristais anédricos, geminados segundo albita e Carlsbad e com alguma zonalidade. Seus cristais estão comumente saussuritizados com raras inclusões de biotita. Em alguns casos, o plagioclásio pode mostrar palhetas mais desenvolvidas de sericita.

O quartzo é sempre anédrico intersticial com inclusões de biotita, exibindo extinção ondulante.

Os minerais varietais são representados predominantemente pela biotita, geralmente cloritizada e pela moscovita que, além de subordinada, pode estar ausente em algumas oportunidades.

Em outras, embora mais raramente, o volume de moscovita suplanta a biotita. De qualquer modo, a moscovita mostra grandes palhetas intersticiais, comumente associada a biotita. A sua frequência é sempre mais expressiva nas amostras mais cisalhadas. A biotita, por sua vez, tem pleocroísmo acastanhado e mostra filmes intersticiais envolvendo os feldspatos. A biotita apresenta agulhas de rutilo e cordões de titania anédrica. Amostras sem biotita são muito raras, mas neste caso, foram totalmente substituídas por epidoto.

Fotomicrografia 3.3 - A) Textura granoblástica dos Gnaisses Souza Noschese, caracterizada por cristais anédricos a subédricos de microclínio, plagioclásio e quartzo, com leitos de biotita e moscovita (aumento de 26 vezes). B) Mesma feição sob polarizadores descruzados (Ponto AJ6; Anexo 1.1).

Zircão e apatita são acessórios comuns. Todavia, os minerais opacos, titanita e allanita são acessórios muito subordinados e/ou ocasionais. Opacos, por exemplo, são raros e estão associados à biotita cloritizada em formas anédricas e/ou esqueletiformes. A sua incidência é maior nas amostras mais enriquecidas em biotita. O mesmo acontece com a titanita que pode estar ausente em muitos casos. Todavia, nas amostras mais enriquecidas em biotita é possível encontrar titanita anédrica/ subédrica matriz ou bordejando os minerais opacos. Allanita também é muito rara e aparece ocasionalmente, como é o caso das amostras do ponto MJ2 (Anexo 1.1).

O zircão mostra pequenos cristais idiomórficos inclusos na matriz quartzo-feldspáticos com pleocroísmo acastanhado. Frequentemente, este mineral encontra-se associado a biotita e/ou clorita.

Calcita, clorita, sericita e epídoto são produtos de alteração.

3.3.3.4 - METAMORFISMO.

A paragênese principal dos Gnaisses Souza Noschese (microclínio $\pm$ plagioclásio $\pm$ quartzo $\pm$ biotita $\pm$ moscovita) é compatível com a paragênese principal dos Gnaisses Alberto Flores e Anfibolitos Paraopeba. Neste caso, estas paragêneses seriam remanescentes do grande episódio tectôno-termal de cristalização ígnea e/ou re-cristalização metamórfica regional de fácies anfibolito, ocorrido no Arqueano Superior (ver discussão no Capítulo 5).

As paragêneses secundárias envolvendo clorita $\pm$ saussurita, indicam re-equilíbrios posteriores, de natureza retrometamórfica. Como discutido anteriormente, este reequilíbrio mineral deve estar relacionado aos processos tectônicos do Proterozóico.

3.3.4 - TONALITOS SAMAMBAIA

São rochas leucocráticas de cor cinza a cinza escura, faneríticas, equi-granulares, de granulação média a grossa (Foto 3.11). A sua composição química é essencialmente tonalítica (Figura 3.3).

Estes tonalitos ocorrem sob a forma de grandes lajedos e/ou matacões, exibindo aspectos ígneos francamente preservados (Foto 3.11). Localmente, estas rochas podem apresentar a foliação milonítica *dip* normal (S_{n+2}) NS, bem desenvolvida. Porém, jamais foi observado nestas rochas o bandamento gnáissico típico dos Gnaisses

Alberto Flores e/ou, ocasionalmente, dos Gnaisses Souza Noschese.

As relações litoestratigráficas dos Tonalitos Samambaia com os Gnaisses Alberto Flores são claras. No Ponto JL4 (Anexo 1.1), um dique estreito e cisalhada do tonalito corta o Gnaiss Alberto Flores. Esta relação temporal também foi confirmada pela geocronologia U/Pb (ver Capítulo 5).

Foto 3.11 - Aspecto ígneo dos Tonalitos Samambaia, exibindo textura fanerítica média a grossa, caracterizada por cristais subédricos e mais raramente euédricos de plagioclásio (Ponto MN10; Anexo 1.1).

Entretanto, as relações litoestratigráficas destes tonalitos com os Gnaisses Souza Noschese permanecem até certo ponto em aberto, pois nenhuma evidência imediata de campo (e.g. diques e/ou xenólitos) foi encontrada. Todavia, no Ponto II6 (Anexo 1.1) situado nos domínios petrográficos dos Gnaisses Souza Noschese, pontuam-se alguns matacões de Tonalitos Samambaia (Anexo 1.2). Este fato sugere, a princípio, uma pequeno corpo dos Tonalitos Samambaia intrusivo nos Gnaisses Souza Noschese.

3.3.4.1 - LOCAL TIPO E DISTRIBUIÇÃO.

O local tipo dos Tonalitos Samambaia é o Ponto MN10 (Anexo 1.1), situado na porção sudeste da região pesquisada, região conhecida como Samambaia (e/ou Barreiro de Baixo). Este local tipo está situado no domínio aflorante mais significativo dos Tonalitos Samambaia, onde estas rochas constituem um grande corpo intrusivo nos Gnaisses Alberto Flores (Anexo 1.2). Ali são encontrados matacões de tonalitos não cisalhados, com textura hipidiomórfica preservada (Foto 3.11). Neste ponto, mais precisamente no topo do morro, encontra-se ainda um dique de Anfibólito Candeias, intrusivo nos Tonalitos Samambaia.

Os Tonalitos Samambaia também afloram em vários locais do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional, de forma restrita, como diques intrusivos nos Gnaisses Alberto Flores (e.g. Ponto JL4; Anexo 1.1) ou pequenos corpos (e.g. Ponto II6; Anexo 1.1). Neste último caso, a sua ocorrência no campo identifica-se pela presença de alguns matacões.

Herz (1970) não relata a existência destes tonalitos nos domínios do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional. Entretanto, de acordo com a sua classificação, esta unidade estaria enquadrada no Grupo I (ver Tabela 2.2), a exemplo dos Granitóides Mamona (ex-Granodiorito de Moeda).

Finalmente, como nos casos anteriores, os contatos geológicos dos Tonalitos Samambaia, com as demais unidades litoestratigráficas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional e seqüências supracrustais do Quadrilátero Ferrífero (Supergrupos Rio das Velhas e Minas), são inferidos.

3.3.4.2 - TEXTURA.

De maneira geral a textura destes granitóides é tipicamente hipidiomórfica (Fotomicrografia 3.4). Ela está caracterizada por cristais subédricos a anédricos, e mais raramente euédricos de plagioclásio e cristais anédricos de microclínio e quartzo. A biotita é intersticial, assim como a hornblenda. A textura hipidiomórfica destes tonalitos pode exibir variações locais para texturas miloníticas (s.l.), nas amostras cisalhadas.

Fotomicrografia 3.4 - A) Textura hipidiomórfica dos Tonalitos Samambaia, caracterizada por cristais euédricos subédricos de plagioclásio com microclínio e quartzo intersticiais (aumento de 26 vezes). B) Mesma feição sob polarizadores descruzados (Ponto MN8; Anexo 1.1).

3.3.4.3 - MINERALOGIA.

O plagioclásio é o principal constituinte em volume destas rochas. Ele mostra cristais zonados e geminados segundo Carlsbad e albita. Está freqüentemente saussuritizado para uma massa pulverulenta de epídoto e sericita. A intensidade dessa saussuritização varia de cristal para cristal e de amostra para amostra. De maneira geral, os cristais menores e subédricos ostentam uma transformação mais acentuada. Nas amostras mais cisalhadas a saussuritização é intensa, com transformação quase completa dos plagioclásios para epídoto. Em alguns casos, o plagioclásio pode mostrar cristais anédricos de epídoto ou calcita bastante desenvolvidos. Todavia, ao contrário das outras unidades do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional, o volume de sericita nestas rochas é muito subordinado e a transformação secundária dos plagioclásios é predominantemente para o epídoto. O plagioclásio mostra, ainda, inclusões de biotita castanha e, mais raramente, de quartzo globular. Alguns cristais apresentam-se antipertíticos, exibindo manchas anédricas de microclínio.

O microclínio é muito subordinado, perfazendo no máximo 10% em volume nestas rochas. Ele mostra cristais anédricos e muito raramente subédricos, com geminação *tartan* e distribuição intersticial junto com o quartzo. Apresentam-se sempre límpidos.

O quartzo é sempre anédrico intersticial e apresenta-se em mosaicos recristalizados, com extinção ondulante.

Biotita e hornblenda são os minerais varietais destas rochas. A biotita castanha é o mais frequente, perfazendo em média acerca de 10% em volume. Ela mostra agregados lamelares com transformação para clorita verde, verde pálida ou incolor, epídoto e grãos anédricos de titanita. A sua transformação secundária, no entanto, ao contrário das demais unidades litoestratigráficas discutidas nesta tese, tem notadamente um predomínio para formação de epídoto incolor em detrimento a clorita. Este mineral, por sua vez, é muito subordinado e pode estar ausente em algumas amostras. Nas amostras mais cisalhadas a biotita pode formar leitos de espessura variável e, juntamente com o epídoto granular, envolver os plagioclásios. Agulhas de rutilo são uma feição corriqueira nas biotitas dos Tonalitos Samambaia.

A hornblenda aparece em algumas amostras. Ele exhibe pleocroísmo castanho, amarelo pálido ou esverdeado. Em algumas amostras o volume de hornblenda suplantava o volume de biotita e pode alcançar até 10 %. A hornblenda mostra, em al-

guns casos, uma grande quantidade de inclusões aciculares muito delgadas, de cor amarronzada.

Titanita, allanita, zircão e apatita são acessórios comuns. Contudo, os Tonalitos Samambaia são geralmente pobres em minerais opacos. Quando presente, os minerais opacos mostram formas anédricas corroídas e/ou esqueletiformes associadas à biotita e/ou hornblenda. De maneira geral, estão bordejados por titanita anédrica granular.

A titanita, pode mostrar também grandes cristais subédricos a euédricos na matriz feldspática, além dos agregados granulares com a biotita. Em algumas amostras (e.g. Ponto JL4-A) a titanita pode exibir agregados milimétricos com minerais opacos corroídos no seu interior. Allanita é um acessório frequente e mostra cristais zonados, geminados e envolvidos por epídoto incolor. Estão geralmente associados à biotita. O zircão mostra cristais idiomórficos de variadas dimensões, preferencialmente associados a biotita. Não foram observados núcleos ou inclusões nos cristais de zircão. Apatita mostra cristais idiomórficos inclusos na matriz quartzo feldspática ou associados a biotita.

Calcita, epídoto, sericita e clorita são minerais secundários crescendo sobre a paragênese principal.

3.3.4.4 - METAMORFISMO.

A paragênese principal dos Tonalitos Samambaia (plagioclásio $\pm$ quartzo $\pm$ microclínio $\pm$ hornblenda $\pm$ biotita castanha) é, certamente, a paragênese original destas rochas, quando de sua cristalização ígnea. Ela é compatível com as paragêneses principais dos Anfibolitos Paraopeba (já citados) e Candeias (ainda não discutidos), sendo, este último, intrusivo na unidade em consideração. Estas paragêneses estão relacionadas ao grande episódio tectôno-termal que ocorreu nesta região no Arqueano Superior (ver discussão no Capítulo 5, item 5.4).

As paragêneses secundárias (clorita $\pm$ saussurita), indicam, à exemplo dos casos anteriores, reequilíbrios posteriores de natureza retrometamórfica, impostos ao Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional no decorrer do Proterozóico.

3.3.5 - ANFIBOLITOS CANDEIAS.

Os Anfibolitos Candeias são rochas melanocráticas, densas, faneríticas, equigranulares a inequigranulares, de granulação média, apresentando localmente blasto-fenocristais de plagioclásio. A composição química dos Anfibolitos Candeias é, essencialmente, basáltica conforme pode ser observado na Figura 3.4.

Esta unidade anfibolítica é distinguida, com facilidade, dos Anfibolitos Paraopeba. As diferenças mais imediatas estão relacionadas às suas características macroscópicas gerais (blasto-fenocristais de plagioclásio) e/ou microscópicas (hornblendas poiquiloblásticas). Além destas feições, a sua forma de ocorrência e associação de campo são outras evidências marcantes, pois estes anfibolitos afloram em diques bem preservados de espessura variada e embutidos, predominantemente, nos Tonalitos Samambaia (Foto 3.5).

Estas características petrográficas gerais, por outro lado, contrastam significativamente com os Metadiabásios Conceição do Itaguá e Diabásios Santa Cruz. Estes metadiabásios e diabásios, conforme será visto nas seções específicas, são rochas de reduzida recristalização metamórfica, exibindo, ainda, texturas ígneas, ao passo que os Anfibolitos Candeias são rochas mais recristalizadas e oriundas de um evento metamórfico mais rigoroso. Neste sentido, as unidades mais jovens estão relacionadas à evolução proterozóica do complexo e tem a sua recristalização metamórfica situada numa fácies de menor grau (ver seções específicas e discussão no Capítulo 5).

Outras diferenças marcantes entre estas unidades diz respeito às suas composições químicas (ver Figura 3.4 e discussão no Capítulo 4).

3.3.5.1 - LOCAL TIPO E DISTRIBUIÇÃO.

O local tipo desta unidade litoestratigráfica do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional é o Ponto ML8 (Anexo 1.1), situado na região conhecida como Candeias. Ali, os Anfibolitos Candeias afloram num dique encaixado nos Tonalitos Samambaia (Foto 3.5). Embora a maior frequência desta unidade tenha lugar na porção oriental da área, onde ela está associada aos Tonalitos Samambaia e aos Gnaisses Souza Noschese (ver Anexo 1.2), a sua ocorrência está disseminada por todo Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional.

3.3.5.2 - TEXTURA.

A textura dos Anfibolitos Candeias é essencialmente granonematoblástica (Fotomicrografia 3.5), caracterizada pela alternância de leitos de hornblenda e plagioclásio em cristais geralmente poligonizados e com junções tríplexes. A hornblenda, porém, apresenta um aspecto poiquiloblástico, exibindo inúmeras inclusões anédricas de plagioclásio e quartzo. O plagioclásio, por sua vez, mostra-se mais raramente como blasto-fenocristais mas, neste caso, estão intensamente saussuritizados.

3.3.5.3 - MINERALOGIA.

A hornblenda esverdeada é o principal constituinte destes anfibolitos. Este mineral exibe, de maneira geral, um aspecto multigranular anédrico. Outras vezes, encontram-se recristalizados e pontilhados por inúmeras inclusões anédricas de plagioclásio ou, muito raramente, de quartzo (Fotomicrografia 3.5). Transformações secundárias para biotita castanha, clorita ou epídoto, são feições comuns nas amostras mais cisalhadas.

O plagioclásio, enquanto constituinte da matriz, exibe cristais anédricos, zonados e geminados segundo albíta e Carlsbad. Embora sejam geralmente límpidos podem ser portadores de finos cristais idiomórficos de epídoto. Já os blasto-fenocristais mostram-se intensamente transformados, dando lugar à uma massa pulverulenta de epídoto e sericita.

O quartzo é muito raro e ocorre como pequenos cristais anédricos poligonizados nos leitos de plagioclásio, exibindo extinção ondulante, ou inclusos na hornblenda.

Os opacos mostram cristais anédricos de aspecto esqueletiforme, bordados por cristais anédricos de titanita que, por sua vez, podem formar compridos cordões granulares nas amostras mais cisalhadas. Neste caso, esta feição associa-se aos leitos de hornblenda. Apatita em diminutos cristais idiomórficos é acessório comum.

Biotita, clorita, sericita e epídoto são minerais secundários. O epídoto desenvolve-se, particularmente, sobre os plagioclásios exibindo cristais anédricos e, mais raramente, sobre a hornblenda, conferindo a estes minerais um aspecto pulverulento ou mosqueado. Este aspecto pulverulento nos plagioclásios é corroborado e intensificado pela presença de sericita que ocorre em finas palhetas geralmente associada ao epí

Fotomicrografia 3.5 - A) Textura granonematoblástica dos Anfibolitos Candeias, caracterizada por cristais subédricos e poiquiloblásticos de hornblenda (com inclusões de plagioclásio, minerais opacos e quartzo) e cristais subédricos a anédricos de plagioclásio intersticial (aumento de 104 vezes). B) Mesma feição sob polarizadores descruzados (Ponto MN6; Anexo 1.1).

doto. A biotita, comumente acastanhada, desenvolve-se a partir da hornblenda e, associada a ela, tem lugar a clorita.

3.3.5.4 - METAMORFISMO.

A paragénese principal dos Anfibolitos Candeias (hornblenda $\pm$ plagioclásio $\pm$ quartzo) corresponde, certamente, à paragénese original de sua primeira recristalização metamórfica. Ela é compatível com a paragénese de alto grau de suas encaixantes mais frequentes (Tonalitos Samambaia e Gnaisses Souza Noschese) e também com a paragénese dos Anfibolitos Paraopeba.

À semelhança das unidades anteriores, os Anfibolitos Candeias também apresentam paragéneses minerais secundárias (clorita $\pm$ saussurita) que estão relacionadas aos processos tectôno-termais de pouca intensidade, oriundos de condições metamórficas menos rigorosas que tiveram lugar no Proterozóico.

3.3.6 - GRANITOS BRUMADINHO.

Os Granitos Brumadinho são rochas de cor cinza clara, faneríticas, equigranulares, de granulação fina (Fotos 3.3 e 3.6) que afloram principalmente sob a forma de diques dobrados ou não, de espessura variada, encaixados nos Gnaisses Alberto Flores ou Tonalitos Samambaia. Apresentam composição química de natureza essencialmente granítica (Figura 3.3).

3.3.6.1 - LOCAL TIPO E DISTRIBUIÇÃO.

O afloramento mais espetacular dos Granitos Brumadinho tem lugar no ponto DJ8 (Fotos 3.3 e 3.6), situado a 4,5 km SE de Brumadinho, na estrada para Bonfim (Anexo 1.1). Neste local, vários diques destes granitóides intrudem os Gnaisses Alberto Flores, truncando a sua foliação milonítica NS (S_{n+1}). De acordo com estas características, Granitos Brumadinho constituem um marcador litoestratigráfico seguro para a foliação milonítica NS (S_{n+1}) dos Gnaisses Alberto Flores que, obviamente, é anterior à intrusão destes granitóides. Por outro lado, como estes granitos afloram sob diques dobrados, eles servem de controle para a idade máxima do evento posterior (ou eventos ?), que retomou este cisalhamento Arqueano.

Assim sendo, o Ponto DJ8 (Anexo 1.1) será, doravante, o local tipo desta unidade do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional. Todavia, na ausência de

uma designação toponímica mais específica para este local, optou-se pelo nome da localidade mais próxima, que é a cidade de Brumadinho.

Além do seu local tipo, os Granitos Brumadinho estão disseminados por todo Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional, geralmente sob a forma de diques (e.g. Ponto ML11 e MJ3; Anexo 1.1). Porém intrusões graníticas relativamente maiores, talvez semelhantes a uma bossa ou *stock*, são encontradas em outros locais, no domínio petrográfico dos Gnaisses Alberto Flores. É o que acontece, por exemplo, nas imediações dos Pontos BL4 e DJ1 (Anexo 1.1), situados, respectivamente, a oeste do povoado de Águas Claras, na região sudoeste da área (Anexo 1.1), e a sul do local tipo. No Ponto BL4 estão expostos vários matacões dos Granitos Brumadinho, constituindo-se, a princípio, no maior domínio desta unidade, no âmbito do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional (Ver Anexo 1.2).

A existência deste magmatismo granítico já fora observada por Herz (1970). Este autor menciona a ocorrência de diques de granitóides no Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional, que foram enquadrados no seu Grupo III (ver Tabela 2.2).

3.3.6.2 - TEXTURA.

Microscopicamente, a textura dos Granitos Brumadinho é do tipo fanerítica xenomórfica ou aplítica (Fotomicrografia 3.6), caracterizada por cristais anédricos de microclínio e plagioclásio, com quartzo anédrico intersticial mais subordinado. A biotita é muito subordinada e ocorre, geralmente, como filmes intersticiais.

3.3.6.3 - MINERALOGIA.

O microclínio é principal constituinte em volume destas rochas. Ele apresenta-se em cristais anédricos como geminação Carlsbad e *tartan* e variados tipos de filmes pertíticos. Seus cristais são sempre límpidos mas, nos filmes pertíticos mais espessos, é possível observar epídoto granular e finas palhetas de sericita. Inclusões globulares de quartzo é, também, um aspecto muito corriqueiro no feldspato alcalino. Registra-se, ainda, a presença de intercrescimentos mirmequíticos neste mineral.

O plagioclásio é o segundo componente em volume destas rochas. Ele exhibe cristais anédricos zonados e geminados segundo Carlsbad e albita. A sua geminação polissintética pode estar, em alguns casos, rompida e/ou encurvada à semelhança das feições de *kink bands*. Via de regra, os cristais de plagioclásio estão transformados

Fotomicrografia 3.6 - A) Textura hipidiomórfica dos Granitos Brumadinho, caracterizada por cristais anédricos a subédricos de microclínio e plagioclásio, com quartzo e biotita intersticial (aumento de 26 vezes). B) Mesma feição sob polarizadores descruzados (Ponto BL4; Anexo 1.1).

para uma massa pulverulenta de sericita e epídoto. Localmente, delgados filmes de calcita podem percolar as interfaces lamelares do plagioclásio ou invadir os interstícios minerais vizinhos.

O quartzo é o terceiro componente em volume nos Granitos Brumadinho, mas é sensivelmente subordinado aos feldspatos. Este mineral apresenta cristais anédricos com extinção ondulante e, freqüentemente, mostra cordões recristalizados na matriz.

A biotita é intersticial e mostra cristais de coloração castanha. Contudo, esta feição não é uma característica generalizada nos Granitos Brumadinho pois, comumente, este mineral está cloritizado, epidotizado, portando inclusões esqueletiformes de minerais opacos e titanita anédrica granular. Agulhas de rutilo podem ser observadas na biotita castanha, mas nas fases cloritizadas o rutilo é muito raro ou ausente.

Zircão, titanita e apatita são os acessórios mais frequentes. O zircão mostra longos e delgados cristais idiomórficos, destituídos de núcleos e zoneamento. Eles aparecem inclusos na matriz quartzo feldspática ou associados a biotita/clorita.

A titanita apresenta-se, geralmente, como cristais anédricos associados a biotita/clorita. Mas, em alguns casos, nas amostras menos cisalhadas é possível observar alguns cristais subédricos. Apatita, por seu turno, exibe prismas idiomórficos inclusos na matriz quartzo feldspática.

Um mineral acessório ocasional nestas rochas é a allanita acastanhada. Todavia em algumas amostras, como é caso do ponto DJ1 (Anexo 1.1) a quantidade de allanita torna-se bastante expressiva. De maneira geral, ela exibe cristais geminados e zonados, com bordas de Epídoto incolor e está associada à biotita e/ou clorita. Este mineral, todavia, desaparece nas amostras mais cisalhadas.

Os minerais opacos são muito raros ou ausentes nos Granitos Brumadinho. Quando presentes, estão localizados no interior das biotitas cloritizadas com formas esqueléticas ou em agregados pulverulentos. Bordas de titanita granular são feições constantes nestes casos.

A clorita, epídoto e sericita são os minerais secundários mais frequentes nos Granitos Brumadinho. A clorita verde, verde pálido ou incolor é um mineral de ampla ocorrência nas rochas em discussão. Ela substitui com freqüência a biotita, mos-

trando agregados poliminerálicos com o epídoto, titanita e opacos. O epídoto, por sua vez, mostra cristais granulares substituindo o plagioclásio ou a biotita. Em alguns casos, no entanto, podem mostrar cristais subédricos e mais raramente idiomórficos.

Embora não seja um mineral usual nos Granitos Brumadinho, a estilpnomelana pode aparecer em algumas amostras. Neste caso, ela exhibe cristais fibrorradiados com pleocroísmo amarelo-dourado, em associação com a biotita e/ou clorita.

3.3.6.4 - METAMORFISMO.

Sem dúvida a paragênese principal dos Granitos Brumadinho (microclínio $\pm$ plagioclásio $\pm$ quartzo $\pm$ biotita castanha) está relacionada à sua fase de cristalização ígnea. Esta paragênese é compatível com as paragêneses principais dos Gnaisses Alberto Flores e Tonalitos Samambaia, por exemplo.

As paragêneses secundárias, representadas por clorita $\pm$ estilpnomelana $\pm$ saussurita, estão relacionadas aos eventos tectôno-termiais de baixo grau que tiveram lugar na região investigada, no decorrer do Proterozóico.

3.3.7 - METADIABÁSIOS CONCEIÇÃO DE ITAGUÁ.

Os Metadiabásios Conceição de Itaguá são rochas melanocráticas, densas, faneríticas, inequigranulares, de granulação média a grossa e caracterizadas, geralmente, por grandes blasto-fenocristais de plagioclásio (Foto 3.12).

A composição química desta unidade é muito ampla, variando desde basaltos (s.s.) até lati-andesitos (Figura 3.4). Os Metadiabásios Conceição de Itaguá afloram predominantemente sob a forma de diques, de variada espessura.

3.3.7.1 - LOCAL TIPO E DISTRIBUIÇÃO.

O local tipo dos Metadiabásios Conceição de Itaguá é o Ponto BI1, situado na localidade homônima, na porção noroeste da região (Anexo 1.1). Ali, nas proximidades da ponte sobre o Rio Manso, são encontrados vários diques destes metadiabásios, com grandes fenocristais de plagioclásio.

Esta unidade, porém, está disseminada por todo Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional. Em alguns locais, como é o caso do Ponto BG1 (Anexo 1.1), estes

metadiabásios são intrusivos no Supergrupo Minas. Em outros, estes metadiabásios estão encaixados nas demais unidades litoestratigráficas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional (e.g. Pontos FI5, CH20 e CH16; Anexo 1.1). Localmente, como é o caso dos pontos DI8, DJ7 e DJ10 (Anexo 1.1), estes metadiabásios podem constituir corpos expressivos (ver Anexo 1.2).

Foto 3.12 - Aspecto porfírico dos Metadiabásios Conceição de Itaguá exibindo textura inequigranular. Observa-se grandes fenocristais de plagioclásio imersos numa matriz fane-rítica fina e constituída predominantemente por plagioclásio, anfibólios e pseudomorfos de piroxênio (Ponto BG1; Anexo 1.1).

No geral, são rochas sempre muito alteradas, e devem corresponder aos Anfibolitos Diabasóides de Guimarães (1933).

3.3.7.2 - TEXTURA.

A textura dos Metadiabásios Conceição de Itaguá é blasto-intergranular (Fotomicrografia 3.7). Ela está caracterizada por cristais ripiformes de plagioclásio com cristais intersticiais de hornblenda e pseudomorfos de piroxênio, substituídos por um agregado multicristalino de tremolita, epidoto, titanita, biotita castanha, estilpnomelana e opacos (Fotomicrografia 3.7). Quartzo e feldspato alcalino são minerais muito subordinados; titanita, opacos e apatita são os acessórios comuns.

Fotomicrografia 3.7 - A) Textura intergranular reliquiar dos Metadiabásios Conceição de Itaguá caracterizada por cristais ripiformes de plagioclásio, com pseudomorfos uralitizados de clinopiroxênio e cristais de hornblenda biotita intersticiais (aumento de 26 vezes). B) Mesma feição sob polarizadores descruzados (Ponto BJ4; Anexo 1.1).

3.3.7.3 - MINERALOGIA.

O plagioclásio é o principal constituinte destas rochas seguido pela tremolita, hornblenda e biotita. Ele mostra cristais ripiformes, com geminação albita e Carlsbad, são zonados e geralmente pontilhados por grânulos de epidoto e sericita. Em alguns casos, esta saussuritização é intensa, resultando-se numa massa pulverulenta de epidoto e sericita. Esta feição é, particularmente, comum nos blasto-fenocristais.

A hornblenda, de cor castanha clara ou verde acastanhada, é um mineral primário e mostra cristais subédricos e mais raramente anédricos, intersticiais. Contudo, a tremolita, de cor verde ou verde acastanhada, é o segundo componente em volume e mostra cristais anédricos e mais raramente subédricos, crescidos às custas do piroxênio e/ou da hornblenda primária. Sobre estes dois minerais desenvolve-se a biotita lamelar castanha e/ou a clorita esverdeada.

A biotita acastanhada e a estilpnomelana amarelo dourada são minerais muito frequentes. Este último mineral tem o aspecto de um agregado fibrorradiado ou plumoso, associado ao anfibólio e ao epidoto nos pseudomorfos de piroxênio. A biotita exibe lamelas mais desenvolvidas e distribuídas pela matriz.

Os opacos são minerais muito frequentes e mostram cristais anédricos, às vezes corroídos e/ou esqueletiformes, bordejados por cristais anédricos de titanita. Este mineral, por sua vez, é muito frequente e pode estar associado à biotita ou à hornblenda, ou espalhados pela matriz feldspática.

O quartzo é muito raro e aparece em pequenos cristais anédricos intersticiais. Mais raramente ainda é a ocorrência de feldspato alcalino (ortoclásio) em pequenos cristais anédricos intersticiais com geminação *tartan*. A apatita é um mineral acessório muito frequente e mostra prismas aciculares inclusos no plagioclásio. Epidoto, sericita e clorita são minerais secundários que desenvolvem-se sobre o plagioclásio e/ou hornblenda.

3.3.7.4 - METAMORFISMO.

O que resta da paragênese principal dos Metadiabásios Conceição de Itaguá (plagioclásio $\pm$ quartzo $\pm$ hornblenda) corresponde à sua recristalização ígnea. Sobre esta paragênese desenvolvem-se algumas paragêneses secundárias (tremolita $\pm$ estilpnomelana $\pm$ biotita $\pm$ clorita $\pm$ saussurita), que correspondem à sua primeira re-

cristalização metamórfica, ou a algum reequilíbrio retrometamórfico posterior.

Como todas as unidades precedentes possuem esta mesma paragênese mineral, à exceção da estilpnomelana, conseqüentemente, o Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional deve ter sido palco de um episódio tectônico de condições retrometamórficas concomitante, ou posterior, à colocação crustal e metamorfismo dos Metadiabásios Conceição de Itaguá.

Todavia a textura blasto-intergranular destas rochas indica que este processo de recrystalização metamórfica foi incompleto. Esta particularidade, e o fato destas rochas intruírem o Supergrupo Minas, implica que este magmatismo básico foi colocado na crosta após o evento Transamazônico.

No entanto, a julgar pela idade K/Ar encontrada para estas rochas, este magmatismo deve ter tido lugar no final Proterozóico Médio (ver Capítulo 5). Este resultado, aliás, está de acordo com aqueles encontrados por Machado *et al.* (1989c) para rochas semelhantes da região do Espinhaço Meridional.

3.2.8 - DIABÁSIOS SANTA CRUZ.

Os Diabásios Santa Cruz são rochas melanocráticas, densas, afaníticas a faneríticas, equigranulares de granulação fina. Estes diabásios apresentam uma variada composição química, desde basaltos tholeíticos até latitos e andesitos (Figura 3.4).

Os Diabásios Santa Cruz afloram basicamente sob duas maneiras: Na primeira assemelham-se a enxames de diques, de pequena espessura, da ordem de alguns centímetros, que mostram diabásios afaníticos de cor preta esverdeada, geralmente muito alterados (*e.g.* Pontos AI2 e CI2; Anexo 1.1). Na segunda correspondem a diques mais espessos, de alguns decímetros, exibindo rochas afaníticas a faneríticas finas, de cor preta a preta esverdeada (*e.g.* Pontos IK8 e IJ13; Anexo 1.1).

3.3.8.1 - LOCAL TIPO E DISTRIBUIÇÃO.

De maneira geral os Diabásios Santa Cruz estão disseminados por Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional. Todavia, na ausência de um afloramento mais expressivo, o local tipo dos Diabásios Santa Cruz, considerado neste trabalho, é o Ponto IK8 (Anexo 1.1), situado na porção oriental da região, nos tratos da Fazenda Santa Cruz. Neste local afloram alguns matacões destes diabásios.

3.3.8.2 - TEXTURA.

A textura dos Diabásios Santa Cruz é predominantemente intergranular e/ou blasto-intergranular (Fotomicrografia 3.8). Esta textura está caracterizada por cristais ripiformes de plagioclásio com grãos intersticiais de clinopiroxênio e minerais opacos. Variações para textura ofítica (e/ou blasto-ofítica) com cristais ripiformes de plagioclásio inclusos no clinopiroxênio são também observadas nestas rochas. Localmente, o clinopiroxênio apresenta uma textura coronítica e está sendo substituído, das bordas para o centro, por uma mistura de anfibólio esverdeado e, mais raramente, por biotita castanha (Fotomicrografia 3.9).

3.3.8.3 - MINERALOGIA.

O plagioclásio é o principal constituinte em volume destas rochas. Ele mostra cristais subédricos e mais raramente euédricos zonados e geminados segundo Carlsbad e albita. Apesar do aspecto geralmente límpido, o plagioclásio pode mostrar algumas inclusões de anfibólio, biotita e epidoto. Mais raramente, são encontrados alguns cristais amplamente saussuritizados.

O clinopiroxênio (augita) é o segundo componente em volume dos Diabásios Santa Cruz. De modo geral, este mineral exhibe cristais anédricos e mais raramente subédricos com substituição sistemática para anfibólio e/ou biotita. A intensidade desta substituição é variável de cristal para cristal, mas pode ser completa em alguns casos.

O anfibólio de cor verde azulada, verde acastanhada, mostra cristais anédricos e muito raramente subédricos, e aparece comumente bordejando o piroxênio. As características óticas deste anfibólio apontam para uma ferro-actinolita. Raros cristais isolados na matriz podem ser observados nas amostras onde a transformação secundária foi mais intensa.

A biotita castanha, em franjas, está freqüentemente bordejando os minerais opacos. Outras vezes associa-se ao anfibólio, desenvolvendo-se às custas do piroxênio. Cristais isolados de biotita também podem ser observados na matriz feldspática.

O quartzo é raro e mostra cristais anédricos intersticiais ou inclusões nos feldspatos. Outro mineral raro nos Diabásios Santa Cruz é o feldspato alcalino (ortoclásio). Este mineral exhibe cristais anédricos intersticiais com geminação *tartan* e in

Fotomicrografia 3.8 - A) Textura intergranular dos Diabásios Santa Cruz caracterizada por cristais ripiformes de plagioclásio, com cristais anédricos coroníticos de clinopiroxênio (maiores detalhes na microfotografia 3.9) e minerais opacos intersticiais (aumento de 104 vezes). B) Mesma feição sob polarizadores descruzados (Ponto IK8; Anexo 1.1).

Fotomicrografia 3.9 - A) Clinopiroxênio coronítico e uralitizado (com inclusões de opacos) dos Diabásios Santa Cruz mostrando bordas de reação, constituídas essencialmente por anfibólio verde, com a matriz feldspática (aumento de 26 vezes). B) Mesma feição sob polarizadores descruzados (Ponto DH20; Anexo 1.1).

tercrescimento com quartzo vermicular.

Os opacos apresentam-se em cristais anédricos, corroídos, com aspecto esqueletiforme e/ou simplectíticos. Além das franjas de biotita os opacos podem ser bordejados por titanita granular anédrica. Apatita e titanita são acessórios comuns, mas em quantidade muito subordinada, principalmente no caso desta última.

Epídoto, clorita e sericita são minerais secundários que crescem às custas do plagioclásio ou da hornblenda e biotita.

3.3.8.4 - METAMORFISMO.

Estes diabásios têm instalado sobre a sua textura e mineralogia ígnea algumas bordas de reação, que exibem texturas coroníticas e paragêneses secundárias com biotita $\pm$ anfibólio $\pm$ clorita $\pm$ saussurita. Estes aspectos estão indicando, à princípio, um reequilíbrio de natureza termo-metamórfica, incipiente.

Em assim sendo, por estas rochas exibirem uma textura e paragênese ígnea (plagioclásio $\pm$ clinopiroxênio $\pm$ quartzo) tão bem preservadas, quando comparadas com as demais unidades discutidas anteriormente, é possível traçar algumas inferências:

Por um lado, parece claro que a colocação crustal dos Diabásios Santa Cruz é posterior ao metamorfismo dos Metadiabásios Conceição de Itaguá. Por outro, após a ocorrência deste magmatismo o Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional tem vivido um período de calmaria tectôno-termal.

3.4 - SUMÁRIO LITOESTRATIGRÁFICO DO COMPLEXO METAMÓRFICO BONFIM SETENTRIONAL.

O mapeamento geológico (Anexos 1.1 e 1.2) e a petrografia realizada nas rochas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional, permitiram caracterizar oito unidades litoestratigráficas informais neste segmento de crosta continental (Tabela 3.1).

Do ponto de vista dos resultados radiométricos (ver Capítulo 5) e dos aspectos deformacionais, a unidade litoestratigráfica mais antiga do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional é aquela constituída pelos Gnaisses Alberto Flores (Fotos 3.2, 3.3, 3.6 e 3.8; Fotomicrografia 3.1). Estes gnaisses possuem composição trondhjemitica

(Figura 3.3) e afloram na porção central do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional (Anexo 1.2).

A partir do Arqueano Superior (ver Capítulo 5) estes gnaisses foram invadidos por magmatismos félsicos e máficos variados, que constituem as outras sete unidades litoestratigráficas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional (Tabela 3.1), definidas nesta tese.

Destas unidades, aquela supostamente mais antiga, é constituída pelos Anfibolitos Paraopeba (Foto 3.9; Fotomicrografia 3.2), que tem composição basáltica tholeítica (Figura 3.4). Estes anfibolitos afloram como corpos tabulares rompidos e boudinados, intercalados nos Gnaisses Alberto Flores, mas não constituem massas aflorantes expressivas. Algumas de suas ocorrências estão assinaladas no Anexo 1.2.

A seguir pontua-se, no Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional, os Gnaisses Souza Noschese, que afloram na porção setentrional da área pesquisada (Anexo 1.2). Estes gnaisses têm uma composição granítica (Figura 3.3) e são menos deformados que os Gnaisses Alberto Flores (Fotos 3.1, 3.7 e 3.10; Fotomicrografia 3.3).

A unidade seguinte é constituída pelos Tonalitos Samambaia que afloram predominantemente na porção sudeste da região investigada nesta tese (Anexo 1.2). Estas rochas mostram textura ígnea preservada (Foto 3.11; Fotomicrografia 3.4), com cristais euédricos de plagioclásio e ausência geral de deformação dúctil, como aquela presente nos Gnaisses Alberto Flores e Gnaisses Souza Noschese.

Geralmente associado a estes tonalitos e/ou aos Gnaisses Souza Noschese ocorrem numerosos diques dos Anfibolitos Candeias (Foto 3.5; Fotomicrografia 3.5). O domínio aflorante mais significativo desta unidade situa-se na porção oriental da área pesquisada, de onde assinalam-se a maioria de suas ocorrências no Anexo 1.2.

Os Anfibolitos Candeias têm composição basáltica tholeítica (Figura 3.4) e apresentam como características petrográficas mais evidentes a presença de hornblenda poiquiloblástica e esparsos fenocristais de plagioclásio. Estes aspectos texturais estariam indicando, a princípio, um processo de recristalização incompleto, apesar de situado na fácies anfibolito.

Esta particularidade textural, o modo de ocorrência destes anfibolitos (diques encaixados nos Tonalitos Samambaia) e o panorama geocronológico desenhado

para o Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional (especialmente as idades U/Pb das titanitas dos Tonalitos Samambaia; ver Capítulo 5) permitem traçar, por agora, algumas inferências acerca da evolução geológica do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional.

Primeiramente, não resta dúvida que os Anfibolitos Candeias sucedem aos Anfibolitos Paraopeba e são anteriores às outras duas unidades máficas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional (e.g. Metadiabásios Conceição do Itaguá e Diabásios Santa Cruz). Assim sendo, a posição litoestratigráfica dos Anfibolitos Candeias, inferida neste trabalho, tem por base o grau metamórfico deduzido de sua paragênese principal que é compatível, em parte, com aqueles dos Anfibolitos Paraopeba e Tonalitos Samambaia. Isto, de outra feita, indica que estas rochas estiveram, a um só tempo, submetidas a um mesmo evento tectôno-termal de fácies anfibolito.

Em segundo lugar, como este evento está precisamente definido no Arqueano Superior (com base na geocronologia U/Pb; ver Capítulo 5), o protólito dos Anfibolitos Candeias deve ter sido colocado na crosta, no decorrer do grande episódio tectôno-termal regional do Arqueano Superior e, logo em seguida, recristalizado metamorficamente. Isto também, por conseguinte, elimina a possibilidade de um evento Proterozóico de recristalização metamórfica (e/ou retrabalhamento crustal) da fácies Anfibolito, sobre o Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional (ver discussão detalhada no Capítulo 5).

Finalmente, culminando a evolução arqueana deste segmento crustal (ver Capítulo 5), tem lugar um magmatismo de composição granítica (Figura 3.3) que é representado pelos Granitos Brumadinho. Estes granitos afloram predominantemente sob a forma de diques ou enxames de diques que truncam a foliação milonítica arqueana dos Gnaisses Alberto Flores (Fotos 3.3 e 3.6; Fotomicrografia 3.6) e, ocasionalmente, segundo corpos pequenos, provavelmente do tipo *stokes* ou bossas. Algumas ocorrências desta unidade litoestratigráfica estão assinaladas no Anexo 1.2.

Entretanto, no decorrer do Proterozóico (ver Capítulo 5), as unidades litoestratigráficas arqueanas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional, foram invadidas por dois magmatismos máficos.

Inicialmente, teve lugar o magmatismo que deu origem aos Metadiabásios Conceição de Itaguá. Esta unidade aflora sob a forma de diques de variada espessura e são intrusivos, inclusive no Supergrupo Minas. O conjunto de características petrográficas mais significativas destes metadiabásios é constituído pela presença de fe-

nocristais de plagioclásio com textura ígnea parcialmente preservada e a uralitização generalizada dos piroxênios (Foto 3.12; Fotomicrografia 3.7). Além disto, estes metadiabásios têm uma composição química muito variada, configurando de basaltos a traquian-desitos (Figura 3.4). Algumas ocorrências destes metadiabásios podem ser observadas no Anexo 1.2.

Finalmente, a oitava unidade litoestratigráfica do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional é constituída pelos Diabásios Santa Cruz, que afloram geralmente sob a forma de enxames de diques afaníticos disseminados por toda região. As suas características petrográficas mais expressivas relacionam-se à textura ígnea preservada (Fotomicrografia 3.8) e às bordas de reação dos piroxênios (Fotomicrografia 3.9). Estes diabásios, a exemplo dos Metadiabásios Conceição de Itaguá, têm uma composição química também muito variada (Figura 3.4), e mostram de exemplares basálticos a andesíticos.

Estas oito unidades litoestratigráficas guardam paragêneses metamórficas diferenciadas (e/ou ígneas compatível), que estão relacionadas aos eventos tectôno-termiais impostos ao Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional. A mais antiga, que está impressa nos Gnaisses Alberto Flores, Gnaisses Souza Noschese, Anfibolitos Paraopeba, Tonalitos Samambaia e Anfibolitos Candeias, é característica da fácies anfibolito ($\text{hornblenda} \pm \text{plagioclásio} \pm \text{microclínio} \pm \text{quartzo} \pm \text{biotita}$) e está relacionada ao grande evento tectôno termal do Arqueano Superior (ver discussão no Capítulo 5). O mesmo ocorre com os Granitos Brumadinho, de colocação posterior.

Todavia, paragêneses distintas têm lugar nos Metadiabásios Conceição de Itaguá e Diabásios Santa Cruz. Elas são caracterizadas, respectivamente, pela uralitização dos piroxênios nos Metadiabásios Conceição de Itaguá, e pelas coroas de reação nas bordas dos piroxênios dos Diabásios Santa Cruz.

De qualquer modo, sobre estas paragêneses, em especial naquelas pertinentes às unidades mais antigas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional, pontuam-se aspectos retro-metamórficos generalizados, que são caracterizados pela presença de clorita e saussurita.

CAPÍTULO 4 - LITOGEOQUÍMICA.

Discutem-se, neste capítulo, os fundamentos gerais do estudo litogeoquímico num complexo metamórfico. Apresenta-se a proposta de estudo e os resultados geoquímicos obtidos a partir do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional. Caracterizam-se as principais feições geoquímicas de cada suíte, avaliando-se a origem e o possível ambiente tectônico de cada uma.

4.1 - FUNDAMENTOS GERAIS.

O estudo litogeoquímico, quando realizado em determinadas suítes de rochas ígneas (e.g. lavas e/ou intrusões muito recentes), revela, inequivocamente, a natureza geral dos processos petrogenéticos, a composição do magma e o ambiente tectônico envolvido.

Estas informações são facilmente obtidas através da distribuição dos elementos químicos, em diagramas simples de variação (e.g. Harker e similares), conjugados com alguns diagramas discriminantes (e.g. elementos incompatíveis). Para isto, no entanto, a suíte em consideração precisa estar isenta de qualquer alteração hidrotermal e/ou intempérica. Aí sim, o seu quimismo atual reflete, com muita exatidão, o seu quimismo original.

Contudo, nos complexos metamórficos, como é o caso da região pesquisada nesta tese, o estudo litogeoquímico adquire um aspecto particular. Pois, em virtude da longa residência crustal das unidades, via de regra sofrendo uma evolução tectonicamente atribulada, a composição química atual de uma determinada suíte irá refletir, com mais propriedade, os processos secundários^{4.1} que lhe foram impostos.

Assim, antes de discutir a geoquímica realizada no Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional, julga-se pertinente sintetizar o comportamento geoquímico

4.1 - Processos secundários são todos aqueles de natureza metamórfica, tectônica, hidrotermal ou intempérica, pelos quais uma determinada suíte rochosa é submetida, após a sua cristalização magmática, recristalização metamórfica ou diagenética principal.

dos elementos no decorrer dos processos secundários mais corriqueiros^{4.2}. Naturalmente, este comportamento depende das propriedades químicas dos elementos, face à natureza do processo secundário em curso. Mas, de maneira geral, é o potencial iônico dos elementos que determina a sua mobilidade química em fluidos aquosos. À considerar esta propriedade química, os elementos podem ser classificados (e.g. Pearce 1983) em: a) elementos de baixo potencial iônico (menores que 3); b) elementos de potencial iônico intermediário (entre 3 e 10) e c) elementos de alto potencial iônico (maiores que 10).

4.1.1 - MOBILIDADE DOS ELEMENTOS QUÍMICOS NO INTEMPERISMO.

No decorrer do intemperismo, os elementos de baixo potencial iônico (e.g. Na, Mg, K, Ca, Ni, Cu, Zn, Rb, Sr, Cs, Ba, La, Yb e Lu) podem ser removidos com facilidade através de soluções quentes, onde eles se comportam como cátions hidratados. Já os elementos de alto potencial iônico (e.g. B, C, N, Si, P e S), são removidos na forma de hidroxí-compostos.

Porém, os elementos com potencial iônico intermediário (e.g. Al, Sc, Ti, V³⁺, Cr, Co, Ga, Y, Zr, Nb, elementos de terras raras (exceto La), Hf, Ta e Th) tendem a permanecer como produto sólido do intemperismo e são considerados imóveis; mas podem aumentar em abundância absoluta, sob condições de extrema lixiviação.

4.1.2 - MOBILIDADE DOS ELEMENTOS QUÍMICOS NO METAMORFISMO.

No decorrer dos processos metamórficos, a mobilidade química dos elementos é favorecida pelo incremento da temperatura que propicia a formação e solubilização mais intensa de complexos iônicos. Esta mobilidade adquire caráter crítico sob condições de altas pressões de CO₂ (e.g. fácies granulito). Aí, são formados, indiscriminadamente, tanto os complexos iônicos com elementos de alto potencial iônico, quanto de potencial iônico intermediário (Hynes 1980). Neste caso, a distinção entre elementos móveis e imóveis fica prejudicada (Pearce 1982).

Em condições metamórficas mais moderadas, de fácies anfíbolito a xisto verde ou ainda nas zonas de cisalhamento, a mobilidade dos elementos de potencial iônico intermediário adquire posições antagônicas, registrando-se diferentes mobilidades

4.2 - Este assunto é amplamente discutido em qualquer obra geoquímica de referência (e.g. Mason 1958; Mason & Moore 1982; Richardson & McSween Jr. 1989). Nos itens seguintes, serão discutidos os seus aspectos principais.

relativas para um mesmo elemento químico. É o que acontece, por exemplo, com os basaltos estudados por Smith & Smith (1976) que estão metamorfizados na fácies xisto verde, ou nas zonas de cisalhamento estudadas por Winchester & Max (1984), onde alguns elementos tipicamente imóveis (e.g. Ti, Zr e Y) foram mobilizados.

Contudo, esta mobilidade generalizada não é uma regra geral. Várias comparações empíricas, entre basaltos frescos e metamorfizados da fácies xisto verde para cima (exceto na fácies granulito), têm mostrado a imobilidade relativa de alguns elementos de potencial iônico intermediário (Cann 1970; Winchester & Floyd 1977; Floyd & Winchester 1978; Humphris & Thompson 1978; Pearce 1982; Knoper & Condie 1988). Por isto, existe uma relativa unanimidade no sentido de considerar que alguns destes elementos químicos (e.g. Al, Sc, Ti, Ga, Y, Zr, Nb, elementos de terras raras (exceto La, Yb e Lu), Hf, Ta e Th), sejam relativamente imóveis nestas condições metamórficas (Engel & Engel 1962; Frey *et al.* 1968; Carmichael 1969; Cann 1970; Fisher 1970; Herrmann & Wedepohl 1970; Elliott 1973; Field & Elliott 1974; Vogel 1975; Winchester & Floyd 1976; 1977; Knoper & Condie 1988).

Os elementos de baixo potencial iônico (e.g. Na, Mg, K, Ca, Ni, Rb, Sr, Cs e Ba), mesmo sob condições de baixo grau metamórfico (e.g. fácies xisto verde), apresentam uma mobilidade sistemática. Isto tem lugar no metamorfismo retrogrado e, também, em zonas de cisalhamento (Winchester 1976; 1984; Gelinás *et al.* 1982; Luddem *et al.* 1982; Winchester & Max 1984; Vance & Condie 1987; Knoper & Condie 1988; Brewer & Atkin 1989). Em geral, esta mobilidade está relacionada à substituição de hornblenda por biotita ou à transformação de uma paragénese primária para clorita e epidoto (Winchester 1984; Brewer & Atkin 1989). No caso da substituição de hornblenda por biotita, é necessário introduzir K no sistema. Este elemento, por sua vez, pode vir acompanhado de Rb. As paragéneses secundárias enriquecidas em clorita e epidoto, por outro lado, não acomodam K, Na, Rb e Ba (Brewer & Atkin 1989), ocasionando, por sua vez, a mobilidade relativa destes elementos^{4.3}.

Os elementos de alto potencial iônico (e.g. Si, P, B, C e S) também não fogem a regra, e podem ser indiscriminadamente mobilizados no decorrer dos processos metamórficos (Winchester 1976; Floyd & Winchester 1978). Uma exceção disto fica por conta do P que tem sido considerado imóvel no metamorfismo, excepto na fácies granulito (Engel & Engel 1962; Elliott 1973; Vogel 1975; Winchester & Floyd 1976; 1977; Knoper & Condie 1988).

Desta breve introdução, fica claro que qualquer estudo geoquímico, que tenha por objetivo desvendar a natureza original do protólito a partir de rochas com uma longa história crustal, deve revestir-se de extremos cuidados. Caso contrário, o resultado de um conjunto de análises químicas estará refletindo tão somente, na composição atual da rocha, as mudanças processadas pelos processos secundários, ou até parte desse registro.

4.1.3 - CRITÉRIOS DISCRIMINANTES NA SELEÇÃO DE DADOS NO ESTUDO LITOGEOQUÍMICO.

Para atenuar o grau de incerteza que porventura venha acompanhar o estudo litogeoquímico de um determinado complexo metamórfico, é necessário aplicar alguns critérios discriminantes na escolha dos melhores conjuntos de resultados geoquímicos. Isto porque, o número de variáveis que podem mascarar os registros primitivos de uma determinada suíte inserida neste contexto geológico é, sem dúvida, muito grande.

No caso dos mafitos e metamafitos, por exemplo, que além de uma participação volumétrica considerável são importantes marcadores litoestratigráficos nos complexos metamórficos, até a espessura dos diques pode constituir-se um fator restritivo ao seu estudo geoquímico tradicional. Neste caso, corpos de pequena espessura resguardariam, com menor probabilidade, a natureza original do protólito. Pois, a sua estreita interação com a rocha encaixante facilitaria a troca de elementos, em particular, aqueles de baixo e alto potencial iônico (Elliott 1973; Winchester 1976).

Se, por um lado, isto é uma limitação ao estudo geoquímico dos diques, a geoquímica das unidades mais espessas, e relativamente homogêneas de um complexo metamórfico (e.g. unidades gnáissicas ou corpos expressivos de granitóides), por outro, pode mostrar resultados confiáveis. Pois, se durante um processo metamórfico a mobilidade dos elementos é considerada intensa quando localizada, nos sistemas rochosos de larga escala a perda ou o ganho total podem ser relativamente compensados. Tal balanceamento pode ser realizado na prática, caso a amostragem geral consiga recuperar, com fidelidade, as diversas parcelas envolvidas no processo. Assim, o ganho ou a perda dos elementos estarão compensados no valor médio da seqüência considerada (Condie 1989b).

À exceção disto ficaria por conta dos grupos rochosos submetidos a

processos metamórficos de longa duração, realizados sob condições de fácies granulito (altas pressões de CO_2), ou sob intensa milonitização. Neste caso, o balanço final da mobilidade química dos elementos é bastante crítico, inclusive daqueles considerados imóveis sob condições menos rigorosas (Clough & Field 1980; Dostal *et al.* 1980)

Deste modo, o estudo litogeoquímico das suítes de um complexo metamórfico deve levar em consideração dois aspectos extremamente relevantes. O primeiro está relacionado à mobilidade dos elementos químicos nos processos secundários (metamorfismo, intemperismo, etc) responsáveis por sua constituição atual. O segundo, à escolha dos elementos químicos adequados para a modelagem dos processos petrogenéticos originais e/ou dos seus páleo-ambientes tectônicos.

Neste sentido, uma série de testes gráficos tem sido formulados para avaliar a intensidade da mobilização dos elementos químicos de um determinado conjunto rochoso (e.g. Cann 1970; Smith & Smith 1976; Beswick & Soucie 1978; Humphris & Thompson 1978). Isto tem permitido distinguir, por exemplo, numa suíte aparentemente homogênea de metabasitos, constituída predominantemente por anfibolitos, quais são os conjuntos menos afetados pelos processos secundários (Beswick & Soucie 1978).

A Figura 4.1, por exemplo, que foi construída de acordo com as premissas de Beswick & Soucie (1978), permite averiguar a intensidade dos processos metassomáticos que, porventura, tiveram lugar nas suítes máficas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional^{4.4}. Neste caso, as tendências obtidas nos diagramas da Figura 4.1, através das razões de proporção molecular dos principais óxidos (e.g. SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , Na_2O e K_2O), são comparadas com uma tendência padrão. Tal tendência é representada pelos pares de linhas tracejadas nos diagramas da Figura 4.1 provém de várias suítes de rochas vulcânicas pós-Mesozóicas não alteradas. A menor ou maior concordância entre a tendência padrão e as tendências do conjunto analisado, permite apreciar a extensão da mobilidade ocorrida.

No caso das unidades máficas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional (Figura 4.1), a tendência geral é concordante com a tendência padrão de Beswick & Soucie (1978). Esta concordância, interpretada sob a perspectiva destes autores (*op. cit.*) revela, a princípio, que estes mafitos e metamafitos, apesar de variavelmente submetidos a processos metamórficos, não sofreram uma mobilidade efetiva em termos das razões analisadas.

Figura 4.1 - Diagramas das razões de proporção molecular das suítes máficas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional. Simbologia: losangos - Anfibolitos Paroapeba; quadrados - Anfibolitos Candeias; triângulos - Metadiabásios Conceição de Itaguá e círculos - Diabásios Santa Cruz. As linhas tracejadas representam a tendência padrão de várias suítes vulcânicas não alteradas, de idade pós-mesozóica (Beswick & Soucie 1978). FM é a soma das proporções moleculares de $\text{FeO}^{\text{(total)}}$, MgO e MnO.

Outros critérios, baseados em algumas regras já consagradas, também permitem constatar a intensidade da alteração num determinado conjunto rochoso. Neste caso, os conteúdos de K_2O , Rb, H_2O^+ e CO_2 , são freqüentemente utilizados (Winchester & Max 1984; Le Bas *et al.* 1986). Amostras com valores de H_2O^+ e CO_2 inferiores a 2% e 0,5%, respectivamente, podem ser consideradas isentas, por exemplo,

da alteração intempérica.

Rochas básicas com altos teores de K_2O (acima de 2%), ou com um conteúdo de Rb superior a 50 ppm, indicam intensa mobilidade química e, consequentemente, uma considerável transformação entre o protólito e a rocha atual (Winchester 1984). Teores entre 1 e 2% K_2O podem refletir alguma mobilidade, e as amostras com teores menores que 1%, seriam, teoricamente, as mais resguardadas da ação dos processos secundários. De outra parte, a adição de K e Na em rochas máficas, durante os processos secundários, também pode manifestar-se através do aparecimento de nefelina normativa (Knoper & Condie 1988).

A observação destas regras gerais, associadas aos testes que verificam a intensidade da alteração, permitem, portanto, levantar razoavelmente os conjuntos rochosos que poderiam fornecer as melhores informações a respeito dos processos primários.

4.2 - LITOGEOQUÍMICA DO COMPLEXO METAMÓRFICO BONFIM SETENTRIONAL.

Sob o enfoque tratado rapidamente nas seções precedentes, foi planejado o estudo litogeoquímico do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional. Norteando este planejamento geral serão apresentadas e discutidas a composição atual dos conjuntos rochosos, visando externar as suas características comuns e/ou divergências, utilizando sempre que possível todos os elementos selecionados. A seguir, no sentido de especular sobre a sua petrogênese e os possíveis ambientes tectônicos, somente alguns elementos, sabidamente imóveis, serão considerados.

Para ordenar este estudo litogeoquímico, as unidades litoestratigráficas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional serão abordadas em duas etapas. Na primeira, discutir-se-á a composição atual dos anfibolitos, metadiabásios e diabásios. Esta primazia pelas suítes ou unidades máficas (como doravante serão referidas), fundamenta-se na natureza especial destas rochas, quer sob os seus diferentes estágios de alteração secundária, quer na sua importância para a reconstituição dos ambientes tectônicos do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional.

Na segunda etapa, tratar-se-á do estudo das rochas félsicas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional. Neste caso serão discutidos os resultados geo-

químicos obtidos a partir dos Gnaisses Alberto Flores e Souza Noschese, Tonalitos Samambaia e Granitos Brumadinho. Coletivamente, estas rochas serão designadas de unidades ou suítes félsicas.

4.2.1 - LITOGEOQUÍMICA DAS UNIDADES MÁFICAS DO COMPLEXO METAMÓRFICO BONFIM SETENTRIONAL.

O Anexo 1.3 apresenta o resultado da geoquímica realizada nas suítes máficas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional e sua composição normativa. A Tabela 4.1 traz a composição média, o desvio padrão, os teores máximos e mínimos de cada elemento, para cada conjunto de amostras analisado.

Tabela 4.1 - Resumo geoquímico das suítes máficas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional. destaca-se a variação geral (< e > teores), teor médio (x) e o desvio padrão (s). O número de análises está indicado entre parênteses, exceto no caso das terras raras, com três análises por grupo.

Anfibolitos Paraopeba				Anfibolitos Candeias				Metad. Conceição de Itaguá				Diabásios Santa Cruz				
variação*				variação*				variação*				variação*				
min.	max.	X(8)	s	min.	max.	X(9)	s	min.	max.	X(9)	s	min.	max.	X(6)	s	
SiO ₂	48,60	51,20	49,73	0,91	49,00	51,30	50,10	0,79	48,90	56,20	51,36	2,46	46,40	53,30	49,63	2,65
TiO ₂	1,00	2,60	1,70	0,42	1,20	2,60	1,84	0,37	1,90	3,60	2,76	0,55	2,10	3,30	2,75	0,46
Al ₂ O ₃	12,50	15,80	14,47	0,88	12,60	15,80	13,61	0,91	12,50	16,90	14,24	1,31	12,60	17,40	13,78	1,66
Fe ₂ O ₃	1,30	2,70	1,88	0,41	1,20	3,60	2,24	0,82	1,50	7,60	3,33	1,93	1,20	3,20	2,30	0,67
FeO	8,30	14,10	10,70	1,49	11,10	13,60	11,80	1,47	5,80	11,20	9,09	2,17	10,30	12,80	11,63	0,96
MnO	0,19	0,25	0,20	0,02	0,19	0,25	0,21	0,02	0,18	0,27	0,22	0,03	0,26	0,19	0,23	0,03
MgO	4,90	7,80	5,78	0,93	3,10	6,40	5,29	0,96	2,10	4,70	3,14	0,83	3,30	6,00	4,90	1,11
CaO	9,50	10,50	10,02	0,35	9,20	11,10	10,39	0,54	5,00	10,00	7,49	1,65	7,30	11,00	9,23	1,40
Na ₂ O	2,00	2,70	2,48	0,20	2,00	4,10	2,57	0,58	2,80	5,50	4,01	0,88	1,30	3,30	2,06	0,75
K ₂ O	0,40	1,80	1,06	0,44	0,28	0,54	0,43	0,09	0,58	2,90	1,30	0,70	0,31	2,20	1,00	0,72
P ₂ O ₅	0,11	0,27	0,17	0,05	0,10	0,38	0,21	0,08	0,19	0,99	0,68	0,21	0,22	0,58	0,37	0,11
CO ₂	0,26	0,34	0,31	0,04	0,26	0,34	0,32	0,03	0,26	0,34	0,30	0,04	0,20	0,43	0,30	0,10
H ₂ O	0,68	1,43	1,26	0,23	0,24	1,63	0,85	0,43	1,13	2,55	1,77	0,42	0,20	0,43	0,30	1,24
Cr	120	340	164	68	62	340	184	76	11	192	49	53	20	144	77	45
Ni	94	180	126	28	78	158	120	29	32	72	47	15	47	122	93	26
Co	46	54	49	3	43	84	59	12	29	54	41	7	53	62	56	3
V	258	348	310	30	228	468	330	92	168	338	228	56	338	428	372	56
Cu	16	103	58	26	63	113	87	16	13	94	37	22	62	122	85	24
Zn	100	197	137	25	113	187	144	21	66	217	155	39	117	177	157	20
Rb	<10	81	<39	<23	<10	24	<13	<5	11	82	41	26	<10	69	<34	<20
Ba	41	230	138	49	20	110	69	28	270	1570	663	374	27	655	367	262
Sr	91	180	141	29	88	480	144	119	240	650	350	120	140	30	223	63
Nb	24	44	36	7	<20	58	<31	<14	36	88	69	18	<20	68	<41	<22
Zr	98	230	166	34	132	260	188	42	188	520	360	98	200	350	278	49
Y	48	84	67	10	56	104	79	14	56	84	69	8	43	83	55	26
La	11,25	11,66	11,46	0,17	7,84	13,75	10,47	2,46	21,84	61,96	41,84	16,40				
Ce	30,79	38,43	33,67	3,39	29,20	41,54	33,33	5,80	66,09	141,30	102,66	30,74				
Nd	16,67	18,74	17,92	0,90	14,64	23,17	18,13	3,65	40,71	74,41	58,00	13,80				
Sm	4,44	4,92	4,75	0,22	4,11	6,87	5,23	1,18	9,64	15,37	12,51	2,34				
Eu	1,30	1,39	1,33	0,04	1,14	1,67	1,34	0,23	3,34	3,93	3,60	0,24				
Gd	3,49	4,09	3,76	0,25	3,22	5,58	4,22	0,10	6,18	8,42	7,38	0,92				
Dy	4,69	5,98	5,33	0,53	4,45	7,37	5,74	1,22	5,98	7,96	7,04	0,81				
Ho	0,97	1,25	1,07	0,13	0,93	1,50	1,19	0,24	1,14	1,50	1,34	0,13				
Er	2,98	3,62	3,27	0,26	2,83	4,55	3,57	0,72	2,97	4,04	3,49	0,44				
Yb	2,65	3,37	3,00	0,29	2,45	4,04	3,13	0,67	2,24	3,08	2,70	0,35				
Lu	0,35	0,38	0,36	0,01	0,29	0,50	0,38	0,09	0,24	0,36	0,30	0,05				

* Intervalo de variação de cada elemento, entre os teores mínimos e máximos.

4.2.1.1 - AVALIAÇÃO GERAL DO CONTEÚDO DE K_2O , Rb, H_2O E CO_2 DAS UNIDADES MÁFICAS DO COMPLEXO METAMÓRFICO BONFIM SETENTRIONAL.

O teor médio de K_2O , nos Anfíbolitos Paraopeba, é da ordem de 1,0% e o de Rb menor que 39 ppm (Tabela 4.1). Contudo, algumas amostras (e.g. BN2, CN5-2 e FN1) apresentam um conteúdo de K_2O situado entre 1 e 2%, que é acompanhado por conteúdos de Rb acima da média geral desta suíte (e.g. amostras, CN5-2 (73 ppm) e FN1 (81 ppm); Anexo 1.3). Esta última amostra, por sua vez, também apresenta nefelina normativa (Anexo 1.3). Todavia, à corroborar os teores elevados de K_2O , a análise petrográfica destas amostras revela uma extensa sericitização dos plagioclásios, além de palhetas de biotita sobre as hornblendas.

No caso dos Anfíbolitos Candeias, o conteúdo de K_2O para todas as amostras é inferior a 0,54%. O seu teor médio fica por volta de 0,43% (Tabela 4.1). O conteúdo de Rb desta suíte é inferior a 24 ppm, e o seu teor médio é menor que 13 ppm (Tabela 4.1; Anexo 1.3). Nenhuma das amostras desta unidade máfica apresenta nefelina normativa (Anexo 1.3).

Os Metadiabásios Conceição de Itaguá apresentam um teor médio de K_2O por volta de 1,3% (Tabela 4.1). Todavia, as amostras BI1-15, BJ4-1, CJ2 e FN3 (Anexo 1.3) apresentam um conteúdo de K_2O mais elevado, variando de 1,40 a 2,90%, que é acompanhado, respectivamente, por teores de Rb (de 74 a 82 ppm), acima da média desta suíte, que é de 41 ppm (Tabela 4.1). Porém, a petrografia destas amostras revela um conteúdo apreciável de biotita, além da sericitização dos plagioclásios. A amostra KL11 apresenta nefelina normativa, apesar de seu baixo conteúdo de K_2O (0,58%), mas o seu teor de Na_2O é da ordem de 5,4%. Este conteúdo elevado de Na_2O , nesta amostra, deve estar relacionado à natureza composicional dos plagioclásios e à ausência de saussuritização.

O teor médio de K_2O dos Diabásios Santa Cruz é da ordem de 1,0% (Tabela 4.1). Porém, as amostras IJ13 e IK8 apresentam, respectivamente, conteúdos de K_2O da ordem de 1,90 e 2,20% (Anexo 1.3). Do mesmo modo, os seus conteúdos de Rb, da ordem de 37 e 42 ppm (Anexo 1.3), estão acima da média geral desta suíte, que é inferior a 34 ppm (Tabela 4.1). Nenhuma das amostras, contudo, apresenta nefelina normativa, mas a amostra CI2 com 0,76% de K_2O tem, anormalmente, 69 ppm de Rb (Anexo 1.3).

A análise petrográfica destas amostras revela, porém, além da presença de feldspato alcalino intersticial (microclínio), quantidades mais expressivas de hornblenda e biotita, que estão muito acima da média geral desta suíte.

Com relação ao teor de CO_2 , todas as quatro suítes mostram valores inferiores a 0,5%. Mas, em relação ao conteúdo de H_2O , à exceção dos Anfibolitos Paraopeba e Anfibolitos Candeias, as outras suítes apresentam algumas amostras com teores de H_2O acima de 2%. Neste caso, as amostras DJ7, IH7 e IH7-L pertinentes aos Metadiabásios Conceição de Itaguá, tem valores de H_2O da ordem de 2,02%, 2,55% e 2,12%. Contudo, a petrografia destas amostras revela uma grande porcentagem de biotita, clorita e/ou epídoto crescendo sobre as hornblendas. Já os Diabásios Santa Cruz tem nas amostras Al2-A e Cl2 os valores de H_2O mais elevados, da ordem de 3,31% e 2,93%. À corroborar estes teores, a petrografia destas amostras indica uma abundante presença de clorita e epídoto.

Desta análise preliminar, envolvendo os conteúdos de K_2O , Rb, H_2O e CO_2 , de acordo as regras de Winchester & Max (1984), Le Bas *et al.* (1986) e Knoper & Condie (1988), suspeita-se que algumas amostras dos Anfibolitos Paraopeba, Metadiabásios Conceição de Itaguá e Diabásios Santa Cruz sofreram alguma mobilidade secundária. Todavia, o conjunto global dos dados geoquímicos de cada suíte é consistente, fato que aliás já fôra constatado pelos testes das razões de proporção molecular (Figura 4.1) realizados de acordo com Beswick & Soucie (1978). Portanto, é possível avançar um pouco mais na discussão a respeito da composição química das quatro gerações de rochas máficas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional.

4.2.1.2 - DIAGRAMAS DE VARIAÇÃO.

A utilização dos diagramas de variação no estudo de orto-anfibolitos e/ou rochas máficas metamorfizadas, não deve ter o enfoque costumeiro das rochas ígneas (e.g. Winchester, 1976). Isto porque, conforme já discutido anteriormente, a variação composicional destas rochas, nestes diagramas, pode estar refletindo algum ajustamento *a posteriori* no decorrer dos processos secundários. Portanto, pelo menos *a priori*, o emprego destes diagramas de variação deveria concentrar-se na busca das características geoquímicas distintivas de cada suíte analisada (Winchester 1976; Winchester & Max 1984). Neste sentido, devem ser encaradas, a princípio, as Figuras 4.2 e 4.3.

Na maioria dos diagramas das Figuras 4.2 e 4.3, a distinção entre as duas suítes anfibolíticas, contudo, não é muito clara. As diferenças mais expressivas entre estas duas unidades, referem-se aos teores mais elevados de Al_2O_3 , K_2O , Rb e Ba nos Anfibolitos Paraopeba e $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{total})$, Cu e Y nos Anfibolitos Candeias (Figuras 4.2 e 4.3).

Contudo, em termos de teor médio (Tabela 4.1), os Anfibolitos Candeias são mais enriquecidos em P, Cr, Co, V, Cu, Sr, Y e elementos de terras raras (exceto La e Ce) que os Anfibolitos Paraopeba. Como alguns destes elementos (e.g. P, Co, V,

Y e elementos de terras raras), são considerados relativamente imóveis (tanto no metamorfismo, quanto no intemperismo), esta variação vem reforçar as diferenças litogeoquímicas entre as duas suítes anfibolíticas.

De outra feita, no âmbito das quatro suítes analisadas (Figuras 4.2 e

4.3), as diferenças mais acentuadas ocorrem entre as suítes anfibolíticas (Anfibolitos Paraopeba e Anfibolitos Candeias) e as de menor grau metamórfico (Metadiabásios Conceição de Itaguá e Diabásios Santa Cruz).

É marcante, por exemplo, o elevado conteúdo de TiO_2 nos Metadiabásios Conceição de Itaguá e Diabásios Santa Cruz, que varia de 1,90 a 3,60% (Tabela 4.1; Figuras 4.2 e 4.3). Isto contrasta drasticamente com os Anfibolitos Paraopeba e Candeias, onde o conteúdo de TiO_2 é, essencialmente, menor que 2%.

Este contraste das rochas anfibolíticas (s.s.) com as demais suítes, em particular com os Metadiabásios Conceição de Itaguá, permeia a maioria dos diagramas das Figuras 4.2 e 4.3. Os Metadiabásios Conceição de Itaguá caracterizam-se, sistematicamente, pelo enriquecimento mais acentuado em TiO_2 , Na_2O , P_2O_5 , Ba, Sr, Nb e Zr e, ao mesmo tempo, pelo empobrecimento mais expressivo em MgO, CaO, Cr, Ni, Co, V e Cu. Além disto, o seu teor médio de P_2O_5 , TiO_2 , Zr, Nb e Ce é sempre mais elevado que nas demais suítes.

Os Diabásios Santa Cruz, muito embora careçam de uma distribuição tão homogênea e sistemática quanto a aquela dos Metadiabásios Conceição de Itaguá, tem um padrão grosseiramente semelhante ao padrão destes. Estes diabásios são medianamente enriquecidos em TiO_2 , P_2O_5 , V, Cu, Rb, Ba, Zr e, da mesma forma, empobrecidos em Ni e Sr. Além disto, o seu teor médio em P_2O_5 , TiO_2 , V, Zr e Nb é mais elevado que aqueles dos Anfibolitos Paraopeba e Candeias. Do mesmo modo, são mais enriquecidos em V e Co que os Metadiabásios Conceição de Itaguá.

Além destas diferenças gerais, as quatro suítes máficas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional também apresentam algumas particularidades litogeoquímicas mais sutis, em termos de elementos imóveis e/ou incompatíveis. Neste caso, para efeitos comparativos, a Tabela 4.2 apresenta algumas razões calculadas a partir do teor médio de alguns destes elementos (e.g. Al_2O_3 , P_2O_5 , TiO_2 , V, Co, Y, Zr, Nb e Ce).

Dos quatro conjuntos rochosos analisados, os Anfibolitos Paraopeba são mais enriquecidos em Al. Além disto, estes anfibolitos exibem teores mais elevados de Nb e Ce que os Anfibolitos Candeias; Al, V e Co que os Metadiabásios Conceição de Itaguá e Y, que os Diabásios Santa Cruz. Nos demais elementos, as outras unidades são, sistematicamente, mais enriquecidas.

Tabela 4.2 - Razões médias de alguns elementos de potencial iônico intermediário, das suítes máficas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional. A₁ - Anfibolitos Paraopeba; A₂ - Anfibolitos Candeias; A₃ - Metadiabásios Conceição de Itaguá e A₄ - Diabásios Santa Cruz.

	Al ₂ O ₃	P ₂ O ₅	TiO ₂	V	Co	Y	Zr	Nb	Ce
A ₁ /A ₂	1,06	0,81	0,92	0,93	0,83	0,84	0,88	>1,16	1,01
A ₁ /A ₃	1,01	0,25	0,61	1,36	1,19	0,97	0,46	0,52	0,37
A ₁ /A ₄	1,05	0,46	0,62	0,83	0,87	1,22	0,59	>0,87	-
A ₂ /A ₃	0,95	0,31	0,67	1,44	1,44	1,14	0,52	<0,45	0,32
A ₂ /A ₄	0,99	0,57	0,67	0,89	1,05	1,43	0,67	>0,75	-
A ₃ /A ₄	1,03	1,83	1,00	0,61	0,73	1,25	1,29	>1,68	-

A Figura 4.4, por seu turno, apresenta cinco diagramas construídos a partir de alguns elementos relacionados na Tabela 4.2. Observa-se de maneira geral, uma notável separação entre as quatro suítes estudadas. Sistemáticamente, os Anfibolitos Paraopeba e Candeias são as suítes mais empobrecidas em TiO₂, P₂O₅, Nb e na razão Zr/Nb.

Em contraposição, a suíte mais enriquecida em TiO₂, P₂O₅, Nb e na razão Zr/Y é aquela representada pelos Metadiabásios Conceição de Itaguá. Os Diabásios Santa Cruz exibem, de maneira geral, um comportamento litogeoquímico intermediário entre as suítes anfibolíticas e os Metadiabásios Conceição de Itaguá. Mas ostentam, no entanto, além de um amplo regular espalhamento de razões no diagrama Zr/Nb *versus* Zr/Y, os valores mais elevados da razão Zr/Nb.

Ainda de acordo com a Figura 4.4, as diferenças mais significativas entre os Anfibolitos Paraopeba e Candeias são observadas nos diagramas Al₂O₃ *versus* TiO₂, Al₂O₃ *versus* P₂O₅, Zr/Nb *versus* Zr/Y *versus* Zr/(TiO₂ x 10000) e Y *versus* Nb. Nestes diagramas, os Anfibolitos Paraopeba são sempre mais enriquecidos em Al₂O₃ ou em Nb. Por seu turno, os Anfibolitos Candeias são mais enriquecidos em Y e a sua razão Zr/Nb é, substancialmente, mais elevada que a correspondente dos Anfibolitos Paraopeba.

Entre os Metadiabásios Conceição de Itaguá e os Diabásios Santa Cruz, as principais diferenças são verificadas nos diagramas Al_2O_3 versus P_2O_5 , Y versus Nb e TiO_2 versus P_2O_5 . Sistemáticamente, os Metadiabásios Conceição de Itaguá mostram tendências mais amplas e enriquecidas em P_2O_5 e Nb. Os Diabásios Santa Cruz, de outra feita, exibem tendências bem marcadas nos diagramas Zr/Nb versus Zr/Y e $\text{Zr}/(\text{P}_2\text{O}_5 \times 10.000)$ versus TiO_2 .

Figura 4.4 - Diagramas de variação para alguns elementos e/ou razões de elementos de potencial iônico intermediário das suítes máficas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional. Simbologia: losangos - Anfíbolitos Paraopeba; quadrados - Anfíbolitos Candeias; triângulos - Metadiabásios Conceição de Itaguá e círculos - Diabásios Santa Cruz.

Desta discussão, suportada pela utilização dos diagramas de variação,

fica claro que as quatro suítes máficas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional exibem características litogeoquímicas bem particulares e, em muitos casos, verdadeiramente contrastantes. Esta caracterização confirma, por outro lado, a separação petrográfica preliminar das unidades litoestratigráficas e fornece subsídios para inferências petrogenéticas, traçadas adiante. Antes, porém, discutir-se-á a aplicação, nestas suítes, de alguns esquemas classificatórios baseados em parâmetros químicos.

4.2.1.3 - CLASSIFICAÇÃO GEOQUÍMICA DAS UNIDADES MÁFICAS DO COMPLEXO METAMÓRFICO BONFIM SETENTRIONAL.

Inúmeras têm sido as propostas para classificação geoquímica de rochas ígneas. Contudo, a sua grande maioria (e.g. Irvine & Baragar 1971; Cox *et al.* 1979; De La Roche *et al.* 1980; Le Bas *et al.* 1986) leva em consideração, somente, alguns elementos maiores (e.g. Si, Na, K e Mg).

Tais propostas são, a princípio, contra-indicadas para a classificação de orto-anfibolitos, já que os elementos envolvidos nestes esquemas classificatórios possuem elevada mobilidade química no decorrer dos processos secundários. Por conseguinte, as classificações (e.g. Winchester & Floyd, 1977), fundamentadas nos elementos de reconhecida imobilidade química durante os processos metamórficos (e.g. Nb, Y, Zr, Ti), seriam os mais indicados para classificação geral de anfibolitos.

Porém, conforme será visto a seguir, o emprego de vários esquemas classificatórios pode constituir-se numa ferramenta complementar, favorecendo uma caracterização mais segura das facetas geoquímicas de cada suíte. Os esquemas classificatórios eleitos para esta discussão são os seguintes:

4.2.1.3.1 - CLASSIFICAÇÃO GEOQUÍMICA SEGUNDO LE BAS *et al.* (1986).

A Figura 4.5 apresenta a classificação das suítes máficas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional, em função do seu conteúdo de SiO_2 versus alcalis^{4,5}, conforme a proposta de Le Bas *et al.* (1986).

Nesta figura, os Anfibolitos Paraopeba e Candeias plotam-se, essencial-

4.5 - Estes mesmos parâmetros já foram utilizados por Cox *et al.* (1979) para classificação das rochas ígneas. Observam-se pequenas variações na nomenclatura das rochas entre as propostas de Cox *et al.* (1979) e Le Bas *et al.* (1986), isentas, no entanto, de significado petrogenético.

mente, no campo dos basaltos. Os Metadiabásios Conceição de Itaguá, por seu turno, exibem uma variação composicional mais diferenciada, caracterizando a tendência mais expressiva das quatro suítes estudadas. A sua composição varia de basáltica até andesítica, com termos traquiandesíticos-basálticos. Contudo, a petrografia da amostra andesítica mostra uma porcentagem mais elevada de quartzo, acima da média desta suíte.

Os Diabásios Santa Cruz (Figura 4.5), também apresentam uma composição química diferenciada, com termos basálticos, andesíticos e traquiandesíticos-basálticos.

4.2.1.3.2 - CLASSIFICAÇÃO GEOQUÍMICA SEGUNDO DE LA ROCHE *et al.* (1980).

Conforme pôde ser observado na Figura 3.3 (Capítulo 3) a utilização

dos parâmetros catiônicos R_1R_2 , segundo a proposta de De La Roche *et al.* (1980), favorece aparecimento de algumas tendências composicionais melhor definidas para as quatro suítes máficas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional.

Neste caso, os Anfibolitos Paraopeba apresentam uma composição predominantemente compatível com os basaltos tholeíticos, com variações para basaltos transicionais e andesi-basaltos. Esta suíte mostra, ainda na Figura 3.3 (Capítulo 3), uma tendência grosseiramente horizontalizada, a partir do campo dos andesi-basaltos e caminhando no sentido do campo dos basaltos mais alcalinos. Tal distribuição é o reflexo de uma variação química relativamente constante em termos de Ca, Mg e Al para toda a suíte, em contraposição às variações mais acentuadas que ocorrem por conta de K, Ti e Fe e, de certa forma, por Si (Anexo 1.3)

Os Anfibolitos Candeias mostram na Figura 3.3 (Capítulo 3), uma tendência algo diferente, ligeiramente mais inclinada. Esta suíte apresenta uma composição predominantemente compatível com os basaltos tholeíticos. Mas, a exemplo dos Anfibolitos Paraopeba, podem variar composicionalmente para termos lati- e/ou andesi-basálticos.

A tendência composicional mais expressiva, observada na Figura 3.3 (Capítulo 3), é aquela dos Metadiabásios Conceição de Itaguá, sugerindo uma significativa diferenciação magmática. Os seus termos mais básicos seriam basaltos tholeíticos e/ou transicionais (com uma amostra no limite destes campos). Seguem-se os lati-basaltos, latitos e mugearitos. Depois, a tendência geral inflete para a esquerda, em direção ao campo dos lati-andesitos.

Os Diabásios Santa Cruz descrevem na Figura 3.3 (Capítulo 3) uma tendência grosseiramente semelhante aos Metadiabásios Conceição de Itaguá mostrando, contudo, uma maior concentração de pontos no campo dos basaltos tholeíticos, com alguns exemplares andesíticos e latíticos.

4.2.1.3.3.- CLASSIFICAÇÃO GEOQUÍMICA SEGUNDO IRVINE & BARAGAR (1971).

A Figura 4.6, elaborada de acordo com a proposta de Irvine & Baragar (1971), atribui uma natureza essencialmente tholeítica para as quatro suítes máficas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional. De acordo com esta figura, conforme vinha

sendo observado nos diagramas precedentes, é possível identificar diferentes tendências para as quatro suítes. Tais tendências são geralmente de traço curvo (e.g. Metadiabásios Conceição de Itaguá), com exceção dos Anfibolitos Paraopeba que apresentam um alinhamento grosseiramente retilíneo alcançando o campo das rochas cálcio alcalinas.

4.2.1.3.4 - CLASSIFICAÇÃO GEOQUÍMICA SEGUNDO WINCHESTER & FLOYD (1977).

Esta classificação, conforme já adiantado, é muito apropriada ao caso em estudo pois, no decorrer dos processos secundários (metamorfismo e/ou intemperismo), os elementos envolvidos neste esquema classificatório (Nb, Y, Zr e TiO_2) mostram uma considerável imobilidade geoquímica. Além disto, as razões destes elementos, têm marcantes fundamentos petrogenéticos, ou seja:

A razão Nb/Y, por exemplo, constitui um indicador seguro de alcalinidade dos magmas (Pearce & Cann 1973; Floyd & Winchester 1975; Winchester &

Floyd 1977). A razão Zr/TiO_2 , por outro lado, ao aumentar com a diferenciação progressiva de um magma básico, reflete o declínio geral do conteúdo de TiO_2 nos diferenciados não basálticos (Winchester & Floyd 1977) e, por isto, pode ser usada como um sensível índice de diferenciação no lugar de SiO_2 . Estas razões, portanto, substituem com muita propriedade, a razão sílica/alcalis, tipicamente mais susceptível à mobilidade geoquímica nos processos secundários.

Assim, apresenta-se na Figura 4.7, a classificação das suítes máficas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional, utilizando as razões Nb/Y versus Zr/TiO_2 , segundo o esquema classificatório de Winchester & Floyd (1977). De acordo com esta figura, as suítes em consideração distribuem-se sob três domínios principais, que são caracterizados, respectivamente, pelos Anfibolitos Paraopeba, Anfibolitos Candeias e Metadiabásios Conceição do Itaguá.

Destaca-se nesta figura, em primeiro lugar, uma separação nítida entre

os Anfíbolitos Paraopeba e Candeias. Os Anfíbolitos Paraopeba mostram uma reduzida variação da razão Nb/Y, praticamente a mesma para toda a suíte, concentrada, drasticamente, no limite entre os campos dos basaltos sub-alcalinos e andesitos.

Os Anfíbolitos Candeias, por seu turno, apresentam razões Nb/Y predominantemente menores que as correspondentes dos Anfíbolitos Paraopeba, concentrando-se no limite do campo dos andesitos, com variações no campo dos basaltos alcalinos^{4.6}.

Este carácter mais "andesítico" dos Anfíbolitos Candeias, que contrasta com o carácter mais "alcalino" dos Anfíbolitos Paraopeba, é um fato comum em muitas suítes orto-anfíbolíticas (e.g. Floyd & Winchester 1978). Ilustrando este fato, cita-se, por exemplo, o caso de alguns Anfíbolitos de Adirondack que têm o seu carácter básico acentuado nas amostras mais metamórficas (Engel & Engel 1962). Por outro lado, o carácter mais "alcalino" para uma determinada suíte de anfíbolitos pode estar relacionado a eventos de granitização intensa (Floyd & Winchester, 1978).

Isto está perfeitamente de acordo com a situação geológica do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional. Os Anfíbolitos Paraopeba, por exemplo, tem características metamórficas mais rigorosas, apresentam uma composição mais máfica e estão relacionados a uma antiga unidade litoestratigráfica do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional (Gnaisses Alberto Flores). Como esta unidade sofreu pelo menos dois eventos de "granitização" (ver Capítulo 5), o carácter mais básico e/ou alcalino dos Anfíbolitos Paraopeba (Figura 4.7) decorreria, portanto, destas granitizações. Deste forma, os Anfíbolitos Paraopeba seriam muito mais modificados em termos de sua composição ígnea original.

Os Anfíbolitos Candeias, por seu turno, possuem características metamórficas menos rigorosas, estão associados a um plutonismo cálcio alcalino (diques em tonalitos), e a sua composição mais andesítica contrasta drasticamente com os Anfíbolitos Paraopeba. Tais observações, assim como o seu enriquecimento mais acentuado em elementos imóveis frente aos Anfíbolitos Paraopeba, levam a crer que a composição atual dos Anfíbolitos Candeias não deve diferir muito da sua composição original.

4.6 - É preciso considerar, porém, que o conteúdo de Nb de quatro amostras desta unidade, é menor que 20 ppm (Anexo 1.3) que é o valor limite de detecção do aparelho utilizado. Isto, de certa forma, confirma o empobrecimento desta suíte em relação aos Anfíbolitos Paraopeba, no que tange à razão Nb/Y.

Assim, tratando-se de dois conjuntos tão distintos de rochas, estas duas suítes derivam-se, provavelmente, de pulsos magmáticos distintos e defasados no tempo geológico. Tais pulsos seriam responsáveis, numa primeira etapa, pela colocação na crosta dos protólitos dos Anfibolitos Paraopeba, que foram metamorfizados, provavelmente, antes de 2,92 Ga (ver Capítulos 5 e 6). Numa segunda, colocaram-se na crosta os protólitos dos Anfibolitos Candeias, provavelmente no decorrer ou logo após o magmatismo cálcio alcalino dos Tonalitos Samambaia, acontecido há 2,78 Ga atrás.

Os Metadiabásios Conceição de Itaguá, por sua vez, estão distribuídos em dois sub-domínios bem característicos, e mostram um padrão bastante diferenciado em ambos os casos. É, particularmente notável, uma das tendências apresentadas, aquela de maior extensão, que evolui de basaltos sub-alcalinos e/ou andesitos, até os termos traquiandesíticos bastante diferenciados (Figura 4.7). O segundo sub-domínio, que ocorre no campo dos basaltos alcalinos, indica, assim como no primeiro sub-domínio, um forte enriquecimento de Zr e Nb em detrimento a TiO_2 e Y.

Os Diabásios Santa Cruz, que costumeiramente já vinham apresentando duas concentrações de pontos nos diagramas anteriores, repete a mesma situação na Figura 4.7. Suas amostras dividem-se entre os campos das rochas sub-alcalinas e alcalinas. No primeiro caso, não se observa qualquer tendência e as três amostras podem ser classificadas como andesitos. No segundo caso, as amostras restantes apresentam uma tendência bem marcada através dos campos dos alcali-basaltos e traquiandesitos. A questão que se coloca em relação a esta suíte de rochas é no sentido de sua subdivisão, já que ela apresenta duas concentrações de pontos muito característicos. Contudo, as características petrográficas deste grupo não subsidiam tal possibilidade.

Assim, da discussão destes esquemas classificatórios, fica claro, mais uma vez, que as suítes máficas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional mostram características litogeoquímicas contrastantes entre si. Em termos de classificação geral, para efeito da composição dos protólitos anfibolíticos, o diagrama de Winchester & Floyd (1977), mostra-se muito eficiente na caracterização geral das duas suítes. Outro diagrama, também muito ilustrativo na classificação das suítes máficas, é aquele dos parâmetros R_1R_2 , da proposta de De La Roche *et al.* (1980), que aliás, ilustra a classificação química no Capítulo 3.

A seguir, será investigada a natureza pretérita das suítes máficas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional e os processos de cristalização responsáveis

por seus protólitos. Este procedimento tem por objetivo, selecionar as suítes e/ou amostras mais indicadas para utilização em diagramas discriminantes de ambientes tectônicos.

4.2.1.4 - A NATUREZA BASÁLTICA E OS PROCESSOS DE CRISTALIZAÇÃO DAS UNIDADES MÁFICAS DO COMPLEXO METAMÓRFICO BONFIM SETENTRIONAL.

De maneira geral, o estudo litogeoquímico das suítes máficas e/ou anfíbolíticas do Arqueano e/ou Proterozóico, tem utilizado uma grande variedade de diagramas discriminantes (petrogenéticos, tectônicos, etc), originalmente propostos para os basaltos modernos. No entanto, conforme discutido no item anterior, aspectos típicos de metabasaltos podem ser adquiridos no decorrer dos processos secundários, mascarando, por completo, as suas características originais.

Assim, é necessário eliminar suítes e/ou amostras que possam ter sido lavas ácidas, intermediárias ou ultrabásicas; fracionados (ou "cumulatos"); plutonitos e, naturalmente, para-anfibolitos^{4.7}. Isto é uma tarefa complicada pois, a grande maioria dos anfibolitos atuais apresenta-se irremediavelmente transformada, tanto do ponto de vista de sua textura e mineralogia, quanto de sua composição química, particularmente no que tange aos elementos maiores.

Na situação específica do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional, inúmeras precauções foram tomadas para evitar a presença de amostras de para-anfibolitos nos conjuntos analisados. Para isto, procurou-se, no decorrer da amostragem, coletar somente aquelas amostras provenientes de diques, evitando ao máximo os corpos muito alterados, cisalhados ou morfologicamente duvidosos.

Como as suítes foram originalmente definidas a partir da associação de critérios relacionados ao modo de ocorrência, associação litoestratigráfica e textura, o seu quimismo (particularmente aquele dos elementos traços, Figuras 4.3 e 4.4), ao confirmar a separação tentativa, tornou-se também um critério adicional^{4.8}. Aliás, a associação entre

^{4.7} - Alguns testes tem sido propostos para separar orto- de para-anfibolitos (e.g. Leake 1964; Moine 1969; Van de Kamp 1970; Winchester *et al.* 1980; Winchester & Max 1982). Uma origem ígnea para as suítes máficas em discussão nesta tese, apesar de indicada por estes testes, tem como evidência maior as características intrusivas dos corpos amostrados.

^{4.8} - É interessante notar que o quimismo geral das quatro suítes (Tabela 4.1) é contrastante entre si. As variações definidas pelos elementos imóveis são, de certa forma, acompanhadas também pelos elementos maiores.

textura e quimismo dos elementos imóveis tem sido, desde Winchester (1976), o melhor critério na individualização de suítes (desconhecidas) de anfibolitos.

Se os cuidados referidos anteriormente permitem considerar que as suítes em discussão são ortoderivadas, nada podem adiantar a respeito de suas identidades petrogenéticas originais, relacionadas à composição química de seus protólitos e aos processos de cristalização magmática envolvidos. Sem estas duas informações o estudo petro-tectônico das quatro suítes máficas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional não pode ser aprofundado.

No entanto, alguns métodos de busca permitem testar a composição original e os processos de cristalização magmática do protólito (Pearce 1986). Assim, é possível remover as amostras e ou suítes indesejáveis.

4.2.1.4.1 - TESTANDO O CARÁTER BASÁLTICO DAS UNIDADES MÁFICAS DO COMPLEXO METAMÓRFICO BONFIM SETENTRIONAL.

A razão Ti/Zr tem sido uma ferramenta litogeoquímica muito utilizada para testar o caráter basáltico de uma suíte desconhecida de rochas máficas (Winchester & Floyd 1977, Stillman & Williams 1979; Pearce 1982; Pharaoh & Pearce 1984; Pearce 1986; Watters & Pearce 1987; Condie 1989b; Condie 1990a).

As razões petrogenéticas da escolha de Ti e Zr são bem conhecidas e estão relacionadas aos processos de cristalização fracionada de um magma básico, ou seja: No início da cristalização magmática destes fundidos, quando as fases minerais representadas por olivina, piroxênio e plagioclásio são dominantes, a razão Ti/Zr do fundido permanece praticamente inalterada. Contudo, a partir do início da cristalização das fases minerais constituídas por Ti, a razão Ti/Zr decresce, rápida e simultaneamente, com o incremento de SiO₂ no fundido. Esta passagem marca uma mudança significativa no caráter químico do magma que, até então, estava produzindo rochas de composição mais básica. Com esta troca composicional, o fundido é capaz de produzir rochas mais diferenciadas, de composição mais ácida.

O valor exato da razão TiO₂/Zr que delimita o campo entre as rochas

primitivas e evoluídas é um assunto controvertido^{4.9}. Porém, adota-se aqui, a razão $Ti/Zr=42$, que corresponde à razão $TiO_2/Zr=70$ de Stillman & Williams (1979)^{4.10}.

Apresenta-se na Figura 4.8 os resultados geoquímicos a partir das quatro suítes máficas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional^{4.11}. De acordo com a sua distribuição na Figura 4.8, estas suítes enquadram-se, predominantemente, no campo das rochas mais primitivas e caracterizam dois domínios principais. O primeiro é constituído pelos Anfíbolitos Paraopeba e Candeias, que definem uma tendência paralela à linha P-E. O segundo, é constituído pela quase totalidade dos Metadiabásios Conceição do Itaguá e Diabásios Santa Cruz, e descreve uma tendência transversal à linha P-E, caminhando em direção ao campo das rochas mais evoluídas.

4.9 - Condie (1989b; 1990a) apresenta alguns diagramas $\log Zr$ (ppm) versus $\log TiO_2$ (%) onde estão representados os campos das rochas primitivas, evoluídas e dos basaltos modernos (MORB, IAB, WPB), de acordo com Pharaoh & Pearce (1984). Para a diagonal P-E, que limita o campo das rochas primitivas das rochas evoluídas, Condie (1990a) atribui uma razão $Ti/Zr = 70$. Esta razão, no entanto, não corresponde de fato às razões Ti/Zr encontradas nos diagramas da sua Figura 3.2, que variam respectivamente de 96 a 60.

- Condie (1991, comunicação pessoal) informa que a razão Ti/Zr nos seus diagramas de 1989b e 1990a não é igual a 70, mas que a diagonal apresentada, realmente, limita o campo das rochas primitivas e evoluídas.

- Pharaoh & Pearce (1984) informam que os campos do diagrama $\log Zr$ (ppm) versus $\log TiO_2$ (%) derivam de Pearce (1982), mas não fazem qualquer referência à razão Ti/Zr . Contudo, esta razão varia ao longo da diagonal P-E no diagrama $\log Zr$ (ppm) versus $\log TiO_2$ (%), Figura 3 de Pharaoh & Pearce (1984), entre 100 e 47.

- Pearce (1982) apresenta um diagrama semelhante, porém, destituído da diagonal P-E e não faz qualquer referência a razão Ti/Zr de diferenciação.

- Pearce (1986) informa que a razão Ti/Zr pode, efetivamente discriminar as lavas basálticas e faz referência a Winchester & Floyd (1977) e Stillman & Williams (1979). Coincidentemente ou não, a razão Ti/Zr encontrada em Stillman & Williams (1979) é aproximadamente igual a 70.

- Considerando que os diagramas discutidos (exceto Stillman & Williams 1979) são bi-logarítmicos e que a diagonal P-E, além de variar de um autor para outro, não apresenta uma razão Ti/Zr constante, então, somente duas alternativas podem explicar estas incongruências:

- 1) A razão Ti/Zr média foi definida por uma linha curva (I) num diagrama linear Zr versus Ti ;
- 2) Esta divergência de dados não passa de um caso claro e indubitável de transposição de linhas de um diagrama para outro.

4.10 - Como não foi possível esclarecer tal questão até o fechamento desta tese, a opção pela razão Ti/Zr de Stillman & Williams (1979) tem a nosso ver, além da primazia, fundamentos mais comprovados.

4.11 - Esta figura, além de identificar quais as amostras de uma suíte desconhecida de ortoanfíbolitos têm um protólito básico, cumpre, ainda, outros propósitos: i) relata o processo magmático envolvido; ii) distingue as rochas oriundas, respectivamente, de um vulcanismo intraplaca (WPB), daquelas de um arco vulcânico (IAB) ou cadeias meso-oceânicas (MORB) e; iii) permite especular sobre as grandes mudanças geoquímicas ocorridas nas fonte mantélicas, no decorrer da passagem do Arqueano para o Proterozóico (ver discussão mais adiante).

No caso dos protólitos dos Anfibolitos Paraopeba e Candeias, a evolução do fundido, a partir de uma fonte empobrecida na razão Zr/Ti , ocorreu, com muita probabilidade, segundo um processo de cristalização fracionada, onde nenhuma fase mineral rica em Ti ou Zr foi extraída do fundido. Por isto, a razão destes elementos permaneceu relativamente constante.

A cristalização dos protólitos dos Metadiabásios Conceição de Itaguá, por outro lado, aconteceu a partir de um magma oriundo de uma fonte consideravelmente enriquecida em Ti. A cristalização e a extração de fases minerais com este elemento (e.g. magnetita), promoveu um considerável empobrecimento da razão Ti/Zr . Deste modo, a composição básica original do fundido foi variando, paulatinamente, para os termos mais diferenciados da suíte, caracterizando a correlação negativa apresentada na Figura 4.8.

4.2.1.4.2 - TESTANDO O PROCESSO DE CRISTALIZAÇÃO DAS UNIDADES MÁFICAS DO COMPLEXO METAMÓRFICO BONFIM SETENTRIONAL.

Quando um magma básico qualquer é processado sob cristalização fracionada, a remoção da fase sólida permite o aparecimento de rochas composicionalmente muito diferentes da composição real do fundido. Estas fases cristalizadas são denominadas de fracionados (ou "cumulatos") e podem apresentar qualquer razão $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ no âmbito da Figura 4.9 (Pearce 1986). No entanto, de acordo com Pearce (1986), as fases cristalinas que melhor representam a composição de um líquido basáltico, estariam representadas no interior do retângulo hachurado da Figura 4.9.

No caso específico das suítes máficas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional (Figura 4.9), as amostras analisadas distribuem-se segundo dois domínios característicos. O primeiro, constituído pela maioria dos Anfibolitos Paraopeba e Anfibolitos Candeias, está localizado no interior do retângulo que representa o grosso da composição basáltica, teoricamente padronizado por Pearce (1986).

O segundo, constituído essencialmente pela maioria dos Metadiabásios Conceição de Itaguá e Diabásios Santa Cruz, desenvolve-se à direita dos campos dos líquidos basálticos. Isto ocorre porque estas suítes têm uma elevada concentração de TiO_2 , que varia entre 2 e 3,7%, para um conteúdo relativamente constante de Al_2O_3 , caracterizando uma distribuição muito regular para estas suítes.

Assim, de acordo com os testes realizados, relacionados à natureza basáltica e aos processos de cristalização, as suítes máficas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional descendem, aparentemente, de rochas basálticas que foram cristalizadas na ausência de uma fase cumulática significativa. Portanto, os próximos passos serão no sentido de caracterizar os seus ambientes tectônicos e as suas possíveis fontes mantélicas. Para isto, discutir-se-á no próximo item alguns fundamentos geoquímicos relacionados ao comportamento dos elementos incompatíveis, que são naturalmente indicados para estas inferências petro-tectônicas.

4.2.1.5 - O PADRÃO GEOQUÍMICO DAS UNIDADES MÁFICAS DO COMPLEXO METAMÓRFICO BONFIM SETENTRIONAL.

De acordo com Pearce (1986), diagramas de padrões geoquímicos são representações muito convenientes das análises químicas de alguns elementos traços, dispostos segundo um ordenamento seqüencial cuidadosamente escolhido e, devidamente, normalizados por uma composição apropriada.

Inúmeras propostas de padrão geoquímico tem sido apresentadas (e.g. Pearce 1983; Condie *et al.* 1987; Sun & McDonough 1989), no entanto, aquela de Pearce (1983) merece especial destaque. Este autor (*op. cit.*) escolheu e ordenou alguns elementos traços de acordo com dois parâmetros geoquímicos bem estabelecidos. Estes parâmetros estão relacionados, respectivamente, ao potencial iônico e ao coeficiente de distribuição dos elementos, entre uma rocha de composição granada lherzolito e o seu fundido.

O primeiro parâmetro dá a medida da mobilidade dos elementos em meio aquoso (Pearce 1983). Como visto anteriormente, os elementos de potencial iônico menor que 3 e maior que 10, são geralmente móveis. O mesmo não acontece para os elementos de potencial iônico intermediário, entre 3 e 10, de pouca ou nenhuma mobilidade. No diagrama de padrão geoquímico de Pearce (1983), os elementos de maior mobilidade (e.g. Sr, K, Rb e Ba) estão ordenados a partir da esquerda. Em contraposi-

ção, os elementos relativamente imóveis (e.g. Y, Ti e Sm) ordenam-se a partir da direita.

O segundo parâmetro é a medida da incompatibilidade dos elementos^{4.12}, sob pequenos graus de fusão parcial do manto superior e que são responsáveis pela variação dos elementos traços (Pearce 1983). Considerando a incompatibilidade relativa dos elementos, o ordenamento final do padrão geoquímico de Pearce (1983) dispõe progressivamente, das bordas para o centro, os elementos mais incompatíveis.

Assim, observa-se na Figura 4.10, o padrão geoquímico médio das quatro suítes de rochas máficas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional. Além do forte enriquecimento da quase totalidade dos elementos incompatíveis frente ao MORB tholeítico típico, ocorre um nítido contraste entre os padrões geoquímicos das suítes anfibolíticas (Paraopeba e Candeias) e os Metadiabásios Conceição do Itaguá e Diabásios Santa Cruz.

As duas primeiras apresentam anomalias negativas de Ba e P_2O_5 e anomalias positivas de Y, com um ligeiro enriquecimento de Cr em relação às outras suítes. Além disto, são sistematicamente mais empobrecidas no conjunto dos elementos incompatíveis do que os Metadiabásios Conceição do Itaguá e Diabásios Santa Cruz, com exceção apenas de Y e Cr.

Os Metadiabásios Conceição de Itaguá, com pouquíssimas exceções, correspondem à suíte mais enriquecida em elementos incompatíveis. O seu padrão geoquímico, e aquele apresentado pelos Diabásios Santa Cruz, caracterizam-se por um enriquecimento crescente e abrupto de Sr, K, Rb e Ba, seguido por um empobrecimento relativamente suave progressivo até o Cr.

Estes contrastes, entre as quatro suítes de rochas máficas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional, também aparecem nos padrões geoquímicos médios dos elementos de terras raras (Figura 4.11).

Observa-se nesta figura, que os Metadiabásios Conceição de Itaguá exi-

4.12 - Alguns destes elementos podem, porém, assumir um comportamento adverso sob condições específicas. É o caso, por exemplo, do Sr nas paragênese com plagioclásio, Y e Yb nas assembléias com granada e Ti na presença de magnetita (Pearce 1983). Estas exceções, quando cuidadosamente interpretadas, não comprometem a utilização dos padrões geoquímicos na determinação dos ambientes tectônicos e do magmatismo associado.

bem um padrão altamente fracionado e mostram-se, sistematicamente, muito mais enriquecidos em terras raras leves que os Anfibolitos Paraopeba e Anfibolitos Candeias. Estes, por sua vez, apresentam um padrão bem menos fracionado e são levemente mais enriquecidos em terras raras pesadas que os Metadiabásios Conceição de Itaguá. Os Anfibolitos Candeias, por sua vez, são levemente mais enriquecidos nos elementos de terras raras do que os Anfibolitos Paraopeba, à exceção do La.

Deste modo, conforme discutiu-se nos itens precedentes, fica claro a existência de quatro suítes máficas muito distintas no Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional. As duas primeiras (Anfibolitos Paraopeba e Anfibolitos Candeias) são drasticamente contrastantes com a terceira (Metadiabásios Conceição de Itaguá) e a quarta suíte (Diabásios Santa Cruz), que apresentam, inclusive, características magmáticas mais diferenciadas.

A seguir, discutir-se-á a caracterização destes magmatismos, sob a perspectiva dos modelos da tectônica de placas.

Figura 4.11 - Padrão geoquímico da composição média dos elementos de terras raras das suítes máficas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional, normalizados pelos valores do condrito de Masuda *et al.* (1973). Simbologia: losangos - Anfibolitos Paraopeba; quadrados - Anfibolitos Candeias e triângulos - Metadiabásios Conceição de Itaguá.

4.2.1.6 - NATUREZA TECTÔNICA E PETROGENÉTICA DAS UNIDADES MÁFICAS DO COMPLEXO METAMÓRFICO BONFIM SETENTRIONAL.

Refinados cenários tectônicos para o magmatismo básico moderno tem sido caracterizados, com sucesso, através de inúmeros diagramas geoquímicos (e.g. Pearce & Cann 1973; Mullen 1983; Meschede 1986). Contudo, a interpretação de ambientes tectônicos antigos através de evidências geoquímicas, exige cautela e deve pautar-se meramente como uma referência comparativa (Pharaoh & Pearce 1984). Isto porque, a maioria das suítes proterozóicas e arqueanas sofreu extensas recrystalizações metamórficas e, assim, muitos dos elementos incompatíveis de raio iônico grande (e.g. K, Rb, Sr e Ba), podem ter sido mobilizados. Em adição, os diagramas geoquímicos, discriminantes dos ambientes tectônicos dos basaltos modernos, não guardam referências a respeito da evolução progressiva dos reservatórios mantélicos (Pharaoh & Pearce 1984). Deste modo, o fluxo global de calor, o grau de fusão e profundidade do manto, fatores de significativa importância na definição do fundido mantélico, não são considerados nestes diagramas.

Todavia, apesar destas limitações na reconstituição dos ambientes do Arqueano e Proterozóico, várias situações tem sido relatadas na literatura, com resultados potencialmente significativos (e.g. Pharaoh & Pearce 1984; Condie *et al.* 1987; Knoper & Condie 1988; Jahn 1990). Destacam-se, neste sentido, os diagramas de padrões geoquímicos e/ou aqueles diagramas discriminantes que se utilizam dos elementos imóveis (e.g. Ti, Zr, Y) **4.13**.

Logicamente, no caso em estudo, o modo de ocorrência das quatro suítes máficas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional fornece, de imediato, alguns indicadores a respeito dos seus ambientes tectônicos pretéritos. A característica mais evidente destas suítes, sem dúvida, é a sua íntima associação com a crosta sílica arqueana (Anfibolitos Paraopeba e Candeias), ou aos metassedimentos epicontinentais do Supergrupo Minas (Metadiabásios Conceição de Itaguá). Esta situação, à luz da tectônica global, implicaria, prontamente, em ambientes intraplaca ou de margem continental.

No entanto, conforme foi discutido nas seções precedentes, as unidades máficas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional originam-se de antigas suítes de basaltos que, apesar de submetidas a processos secundários, guardam ainda uma boa parcela de suas características geoquímicas originais. Estas características, portanto, podem auxiliar numa caracterização algo mais refinada, acerca dos páleo-ambientes tectônicos das suítes máficas em consideração.

Neste sentido, para efeito de comparações, apresenta-se na Figura 4.12, o padrão médio das suítes máficas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional e os envelopes de variação de alguns ambientes tectônicos modernos, adaptados de Pearce (1982; 1983; 1986) e Pharaoh & Pearce (1984).

De acordo com esta figura, os padrões geoquímicos das suítes máficas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional, guardam uma grande semelhança com os padrões geoquímicos dos basaltos modernos intraplaca (diagrama B da Figura 4.12).

Isto fica muito evidente no caso dos Metadiabásios Conceição de Itaguá

4.13 - Particularmente, no caso das rochas proterozóicas, Pharaoh & Pearce (1984) acreditam que os padrões geoquímicos podem ser confiavelmente utilizados para determinação dos ambientes tectônicos, uma vez que a grande extração mantélica da maioria dos elementos incompatíveis, (e.g. K, Th, Rb, Ba, Ce, Nb, Ta, Sm, Zr, Y, Yb e Ti) teria acontecido no decorrer do Arqueano.

e Diabásios Santa Cruz, que têm os seus padrões geoquímicos correlacionáveis aos padrões geoquímicos dos basaltos alcalinos do vulcanismo intraplaca, à semelhança daqueles que ocorrem nos Açores (e.g. Pearce 1982; 1983; 1986, Pharaoh & Pearce 1984).

Todavia, o padrão geoquímico dos Anfibolitos Paraopeba e Candeias, a despeito de sua semelhança com o padrão dos Metadiabásios Conceição de Itaguá e Diabásios Santa Cruz e, conseqüentemente, com o padrão dos basaltos intraplacas, ostenta algumas particularidades. Destaca-se, além das anomalias negativas de Ba e posi-

tivas de Y, o empobrecimento regular dos elementos incompatíveis nas unidades anfibolíticas, frente aos Metadiabásios Conceição de Itaguá e Diabásios Santa Cruz.

De outra feita, a correlação dos padrões geoquímicos dos Anfibolitos Paraopeba e Candeias com os demais padrões geoquímicos da Figura 4.12, não é imediata. Mas algumas particularidades chamam atenção, quando se comparam estes padrões geoquímicos. Assim, não fosse a anomalia positiva de Y e o enriquecimento em K e Rb, o padrão geoquímico dos Anfibolitos Paraopeba e Candeias poderia ser comparado ao padrão geoquímico dos basaltos modernos das cadeias meso-oceânicas (Figura 4.12-A). Ou, mais especificamente, aos basaltos alcalinos deste ambiente tectônico (para esta comparação ver Pearce 1982; 1983; 1986, Pharaoh & Pearce 1984).

Do mesmo modo, as anomalias positivas de Nb e Y e o enriquecimento em Zr, Ti e Yb, impedem a correlação imediata dos padrões geoquímicos dos Anfibolitos Paraopeba e Candeias com o padrão geoquímico dos basaltos dos arcos vulcânicos modernos (Figura 4.12-C). No entanto, conforme pode ser verificado em Pearce (1982; 1983; 1986) e Pharaoh & Pearce (1984), existe uma certa similaridade do padrão geoquímico dos basaltos cálcio alcalinos continentais do Chile com o padrão geoquímico dos Anfibolitos Paraopeba e Candeias, especialmente no caso deste último.

Finalmente, as anomalias de Nb e Y e o enriquecimento em K e Rb, impedem uma correlação integral do padrão geoquímico dos Anfibolitos Paraopeba e Candeias com o padrão geoquímico dos basaltos transicionais (Figura 4.12-D). Mas, conforme pode ser verificado em Pearce (1982; 1983; 1986) e Pharaoh & Pearce (1984), existem algumas similaridades entre os padrões geoquímicos dos Anfibolitos Paraopeba e àqueles dos basaltos tholeíticos da cadeia de Reykjanes (transição MORB - WPB). O mesmo acontece para Anfibolitos Candeias, que tem um padrão geoquímico similar àquele dos basaltos tholeíticos do Ofiolito de Oman (transição MORB-VAB).

Estas aparentes incongruências, relacionadas à correlação do ambiente tectônico das suítes anfibolíticas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional, com base nos padrões geoquímicos, podem ter causas variadas. Tais causas podem cobrir, desde as anomalias (s.l.) condicionadas pelos processos secundários (e.g. remobilização de K e Rb), até as anomalias propriamente ditas, relacionadas à natureza da fonte mantélica (e.g. concentrações elevadas de Ti, Zr e/ou Nb).

Neste sentido, a passagem do Arqueano para o Proterozóico tem sido

considerada como um período de consideráveis mudanças na composição geoquímica do manto e da crosta continental (Pharaoh & Pearce 1984; Taylor & McLennan 1985; Condie 1985; 1989b). Neste caso, os basaltos e andesitos, por sua íntima derivação de fontes mantélicas, tem sido utilizados como marcadores de tais mudanças (Condie 1985; 1989b; 1990a; Condie *et al.* 1987). Assim, de acordo com Condie (1985; 1989b) e Condie *et al.* (1987) os basaltos arqueanos diferenciam-se dos basaltos proterozóicos, entre outros aspectos, por:

i) por seu conteúdo médio mais empobrecido em Sr, K, Rb, Ba, Th, P, Zr, Hf, Ti, Y e terras raras leves; ii) por seu padrão de terras raras menos fracionado; iii) por suas razões Ti/Zr menores e iv) por seu conteúdo mais elevado de Cr e Ni.

Todas estas características se fazem presentes e discriminam, perfeitamente, as suítes arqueanas e proterozóicas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional^{4.14}. Senão vejamos:

1 - Na Tabela 4.1 e no Anexo 1.3, observa-se que Anfíbolitos Paraopeba e Candeias são sistematicamente mais empobrecidos em Sr, K, Rb, Ba, P, Zr e Ti e, ao mesmo tempo, mais enriquecidos em Cr e Ni que os Metadiabásios Conceição de Itaguá e Diabásios Santa Cruz.

2 - Na Figura 4.9 é possível observar o padrão menos fracionado dos elementos de terras raras leves, nas suítes anfíbolíticas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional, em detrimento aos Metadiabásios Conceição de Itaguá. Este caráter distintivo ganha universalidade na Figura 4.13, onde estão plotados os padrões geoquímicos médios das suítes máficas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional (exceto os Diabásios Santa Cruz), para comparação com alguns envelopes de variação dos padrões geoquímicos de terras raras de basaltos arqueanos e fanerozóicos, segundo Condie (1981)^{4.15}.

4.14 - Os Anfíbolitos Paraopeba e Candeias foram gerados, com muita probabilidade no Arqueano. Os Metadiabásios Conceição de Itaguá e Diabásios Santa Cruz, bem mais jovens, estão relacionados, no máximo, ao Proterozóico Médio (ver Capítulos 5 e 6). Portanto, um grande lapso de tempo entremeia as gerações destas suítes Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional.

4.15 - Também estão plotados nesta figura, os envelopes de variação dos padrões geoquímicos de terras raras dos basaltos tholeíticos modernos de natureza cálcio alcalina (diagrama A), e do tipo MORB (diagrama B). Pois, de acordo com Condie (1981), existe uma correspondência geral entre os padrões geoquímicos dos elementos de terras raras dos basaltos arqueanos do tipo TH2 com os basaltos modernos cálcio alcalinos; e dos basaltos arqueanos do tipo TH1 com os basaltos modernos do tipo MORB.

Destaca-se, em primeiro lugar na Figura 4.13, o nítido contraste entre o padrão geoquímico médio dos elementos de terras raras dos Metadiabásios Conceição de Itaguá com envelopes de variação das rochas arqueanas e fanerozóicas. Neste caso,

os metadiabásios tem um padrão muito fracionado nos elementos de terras raras leves.

Em segundo lugar, o padrão geoquímico médio dos elementos de terras raras dos Anfibolitos Paraopeba e Candeias é muito semelhante à média do padrão geoquímico dos elementos de terras raras dos basaltos tholeíticos arqueanos do tipo TH2 de Condie (1981), que está representada pela linha traço-pontilhada 1, no diagrama A da Figura 4.13. Estes basaltos do tipo TH2 têm um padrão geoquímico mais fracionado nos elementos de terras raras leves, contrapondo-se ao padrão mais achatado dos basaltos arqueanos do tipo TH1 (e.g. Condie 1981), como mostrado no diagrama B da Figura 4.13. Além disto, conforme pode ser observado no diagrama A desta mesma figura, o padrão geoquímico médio de terras raras dos Anfibolitos Paraopeba e Candeias, está contido no envelope de variação dos padrões geoquímicos de terras raras dos basaltos tholeíticos modernos de natureza cálcio-alcalina.

3 - A razão Ti/Zr, conforme pode ser observado na figura 4.8, também promove uma nítida separação entre as suítes máficas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional, configurando duas tendências marcantes. A primeira, constituída pelos Anfibolitos Paraopeba e Candeias, tem razões Ti/Zr menores e plota-se, em sua totalidade, no campo dos basaltos modernos do tipo MORB. Este campo, por sua vez, está sobreposto aos campos dos basaltos modernos dos arcos vulcânicos (AIB) e intraplaca (WPB). A segunda tendência, constituída pelos Metadiabásios Conceição de Itaguá e Diabásios Santa Cruz, tem as razões Ti/Zr mais elevadas, e plota-se no campo dos basaltos modernos do tipo intraplaca. Estas duas tendências observadas na Figura 4.8, encontram correspondência mais universal (Figura 4.14), quando comparados com anfibolitos e/ou diabásios da região de Uauá (Menezes 1992) e Olivença^{4.16} (Oliveira 1989), no estado da Bahia, e da porção meridional da Província Superior do escudo canadense (Condie *et al.* 1987).

Observa-se, na Figura 4.14, que os diques de Uauá e do escudo canadense, de idade arqueana ou proterozóica inferior, plotam-se no campo dos basaltos modernos do tipo MORB, à maneira dos Anfibolitos Paraopeba e Candeias. No entanto, o grosso dos diques proterozóicos da região de Olivença, assim como aqueles do escudo canadense, têm razões Ti/Zr mais elevadas e plotam-se no campo dos basaltos modernos intraplacas, à maneira dos Metadiabásios Conceição de Itaguá e Diabásios Santa Cruz, do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional.

4.16 - Oliveira (1989) subdividiu os diques de Olivença em basaltos de alto e baixo titânio (2% foi o limite desta subdivisão).

Assim, desta discussão, é possível traçar algumas inferências gerais acerca da natureza tectônica e petrogenética das suítes máficas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional.

Em primeiro lugar, as suítes máficas mais jovens deste complexo (Metadiabásios Conceição de Itaguá e Diabásios Santa Cruz), têm várias características em comum com os basaltos proterozóicos e foram colocadas na crosta sob um mesmo tipo de ambiente tectônico, muito semelhante aos ambientes intraplaca modernos. Estas duas unidades derivam, aparentemente, de fontes mantélicas enriquecidas ou, então, de dois pulsos temporalmente defasados, oriundos de uma mesma fonte mantélica.

Em segundo lugar, as unidades mais antigas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional (Anfibolitos Paraopeba e Candeias), apesar de suas características em comum com os basaltos arqueanos, se destacam por suas anomalias negativas de

Ba e positivas de Nb e Y. Neste aspecto, em particular, chama atenção a anomalia positiva de Nb. Este elemento, conforme já discutido anteriormente, é tido como relativamente imóvel no decorrer dos processos secundários e a sua concentração nas unidades em consideração é, portanto, relativamente confiável. Se, por um lado, este fato introduz uma característica marcante na natureza empobrecida da fonte mantélica (ou fontes mantélicas) dos Anfíbolitos Paraopeba e Candeias, por outro dificulta a correlação dos padrões geoquímicos destes anfíbolitos com os modernos ambientes tectônicos.

Todavia, à considerar todos os aspectos geológicos e geoquímicos gerais, relacionados à natureza destas duas suítes anfíbolíticas, acredita-se, a princípio, que os Anfíbolitos Paraopeba guardam características de um ambiente tectônico transicional entre MORB E WPB.

No caso dos Anfíbolitos Candeias, as suas características gerais (haja visto a sua associação de campo com os Tonalitos Samambaia, composição mais andesítica e menores conteúdos de Nb), apontam para um ambiente de arco vulcânico, ou, então, para um ambiente transicional entre arco vulcânico e vulcanismo intraplaca.

4.2.1.7 - SUMÁRIO LITOGEOQUÍMICO DAS UNIDADES MÁFICAS DO COMPLEXO METAMÓRFICO BONFIM SETENTRIONAL.

O estudo litogeoquímico realizado nas unidades máficas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional cumpriu, basicamente, dois papéis significativos. Em primeiro lugar, ao externar a composição química das unidades em estudo, adicionou novos elementos discriminantes na caracterização das unidades litoestratigráficas em questão.

Em segundo lugar, utilizando-se de critérios litogeoquímicos relacionados à seleção de amostras e/ou elementos tipicamente confiáveis no decorrer dos processos secundários, fundamentou algumas inferências acerca da natureza petro-tectônica das unidades máficas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional.

4.2.2 - LITOGEOQUÍMICA DAS UNIDADES FÉLSICAS DO COMPLEXO METAMÓRFICO BONFIM SETENTRIONAL.

Como visto anteriormente, no Capítulo 3, as rochas félsicas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional foram agrupadas segundo quatro unidades principais, constituídas essencialmente por gnaisses ou granitóides e denominadas respectivamente de: Gnaisses Alberto Flores, Gnaisses Souza Noschese, Tonalitos Samambaia e Granitos Brumadinho.

As relações litoestratigráficas entre as unidades Alberto Flores, Samambaia e Brumadinho foram observadas no campo e comprovadas pela geocronologia U/Pb em zircão (ver Capítulo 5). Entretanto, as relações litoestratigráficas destas unidades com os Gnaisses Souza Noschese são menos evidentes e, além disto, os zircões destes gnaisses revelaram-se inadequados para geocronologia U/Pb (ver discussão no Capítulo 5).

Todavia, estas quatro suítes tem padrões tectônicos e petrográficos distintos (e.g. Capítulo 3) e três delas estão datadas pelo método U/Pb (Gnaisses Alberto Flores, Tonalitos Samambaia e Granitos Brumadinho; ver Capítulo 5). Assim, como os Gnaisses Souza Noschese são menos deformados que os Gnaisses Alberto Flores, acredita-se que aqueles gnaisses sejam mais jovens. Por outro lado, como os Tonalitos Samambaia são predominantemente maciços, com textura ígnea preservada, acredita-se que esta unidade seja posterior aos Gnaisses Souza Noschese. Os Granitos Brumadinho, em função de suas relações gerais de campo (ver Capítulo 3) e das idades U/Pb (ver Capítulo 5) constituem a unidade félsica mais jovem da sequência litoestratigráfica.

Como veremos a seguir, estas quatro unidades também mostram características geoquímicas contrastantes entre si. Deste modo, a caracterização petrográfica preliminar das unidades félsicas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional, confirmou-se, *a posteriori*, pela geoquímica em rocha total. Adicionalmente, ao revelar estas particularidades contrastantes, a litogeoquímica introduziu novos fatores, para a caracterização mais acurada das quatro unidades félsicas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional.

4.2.2.1 - RESULTADOS ANALÍTICOS.

O Anexo 1.4 apresenta o resultado da geoquímica realizada nos

gnaisse e granitóides do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional e a composição normativa de cada amostra. A Tabela 4.3 traz a composição média, o desvio padrão e os teores máximos e mínimos de cada elemento, para cada conjunto de amostras analisado.

Tabela 4.3 - Resumo geoquímico das suítes félsicas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional. destaca-se a variação geral (< e > teores), teor médio(x) e o desvio padrão (s). O número de análises está indicado entre parênteses, exceto no caso das terras raras, com três análises por grupo.

Gnaisses Alberto Flores					Gnaisses Souza Noschese					Tonalitos Samambaia					Granitos Brumadinho								
variação*					variação*					variação*					variação*								
min.		max.		X(6)	s	min.		max.		X(10)	s	min.		max.		X(11)	s	min.		max.		X(7)	s
SiO ₂	70,50	75,70	73,00	1,68	72,30	74,90	73,55	0,86	63,10	70,70	65,57	2,12	68,50	71,80	70,80	1,28							
TiO ₂	0,08	0,37	0,17	0,10	<0,05	0,19	0,09	0,05	0,46	0,81	0,64	0,11	0,08	0,56	0,22	0,21							
Al ₂ O ₃	13,90	15,20	14,65	0,45	12,90	14,50	13,84	0,48	13,70	17,30	15,19	0,91	13,20	14,50	14,04	0,40							
Fe ₂ O ₃	<0,10	0,98	0,40	0,29	<0,10	1,10	<0,54	<0,39	0,58	4,60	1,83	1,16	<0,10	0,58	0,24	0,21							
FeO	0,45	2,30	1,16	0,60	0,20	1,60	0,91	0,50	1,40	4,50	3,13	0,92	1,00	2,00	1,44	0,39							
MnO	0,02	0,05	0,03	0,01	0,02	0,05	0,03	0,01	0,05	0,07	0,06	0,01	0,02	0,04	0,03	0,01							
MgO	0,20	0,77	0,44	0,19	<0,10	0,37	0,18	0,08	0,67	2,40	1,79	0,48	0,27	0,83	0,42	0,22							
CaO	0,94	2,00	1,64	0,35	0,65	1,10	0,82	0,13	1,60	4,80	3,98	0,85	0,66	1,40	1,14	0,22							
Na ₂ O	4,00	5,60	4,70	0,52	3,10	4,20	3,67	0,33	3,40	4,70	4,15	0,38	3,60	4,80	4,24	0,35							
K ₂ O	2,20	3,50	3,13	0,61	4,70	6,50	5,56	0,62	1,90	4,00	2,26	0,59	5,70	8,00	6,37	0,71							
P ₂ O ₅	<0,05	0,14	0,07	0,03	<0,05	0,08	<0,05	<0,01	0,13	0,22	0,19	0,03	<0,05	0,16	0,08	0,05							
CO ₂	0,20	0,35	0,31	0,07	0,20	0,79	0,45	0,02	0,20	0,52	0,48	0,10	0,52	0,72	0,56	0,07							
H ₂ O	0,10	0,47	0,20	0,13	0,20	0,58	0,36	0,01	0,35	0,95	0,66	0,16	0,25	0,41	0,33	0,06							
Cr	15	68	51	25	9	68	49	25	18	68	38	19	9	19	13	3							
Ni	14	78	57	30	11	78	53	31	22	78	40	23	11	16	13	2							
Co	<5	6	45	0	<5	18	<9	5	<10	26	15	16	<5	<6	<5	0							
Sc	<5	<5	<5	0	<5	9	<6	<2	9	12	10	1	-	-	-	-							
V	<10	52	<24	<20	<10	58	<25	<20	56	108	87	16	36	84	58	17							
Cu	1	3	2	1	2	4	2	1	8	25	15	4	1	12	5	3							
Pb	11	22	16	4	11	40	24	12	9	60	26	20	-	-	-	-							
Zn	23	53	40	11	27	51	41	8	66	98	76	6	19	76	40	19							
Rb	120	180	137	21	220	380	299	47	56	190	84	36	210	380	273	64							
Ba	501	900	620	200	300	560	366	71	402	910	710	121	530	1220	856	193							
Sr	260	530	412	100	52	290	98	68	110	380	315	72	85	360	268	86							
Nb	20	44	<27	<10	<20	50	35	<10	11	50	34	11	30	56	42	9							
Zr	56	450	139	131	70	280	153	67	260	620	457	118	90	780	302	297							
Y	<10	20	<13	<4	<10	45	<29	<11	30	42	39	10	<10	16	12	3							
La	10,67	51,60	31,14	20,47	23,22	24,92	24,07	0,85	52,06	79,78	65,92	13,86	13,07	13,40	13,23	0,17							
Ce	29,62	108,10	68,86	39,24	42,29	55,16	48,73	6,44	113,70	152,60	133,15	19,45	29,04	30,71	29,86	0,84							
Nd	9,25	36,77	23,01	13,76	21,72	23,16	22,44	0,72	37,21	58,63	47,92	10,71	10,20	10,31	10,26	0,06							
Sm	2,12	7,76	4,94	2,92	6,29	7,94	7,12	0,83	7,47	12,01	9,74	2,27	2,20	2,48	2,34	0,14							
Eu	0,41	0,69	0,56	0,14	0,63	0,66	0,65	0,02	1,17	1,79	1,48	0,31	0,37	0,42	0,40	0,03							
Gd	1,33	4,68	3,01	1,67	4,11	7,28	5,70	1,59	4,81	7,81	6,31	1,50	1,33	1,41	1,37	0,04							
Dy	1,05	3,75	2,41	1,35	3,06	8,20	5,63	2,57	3,67	6,44	5,06	1,39	0,71	0,84	0,78	0,07							
Ho	0,22	0,74	0,48	0,26	0,66	1,65	1,16	0,50	0,75	1,26	1,00	0,26	0,12	0,16	0,14	0,02							
Er	0,64	1,97	1,31	0,66	1,49	4,53	3,01	1,52	2,07	3,25	2,66	0,60	0,29	0,39	0,34	0,05							
Yb	0,44	1,48	0,96	0,52	1,13	3,39	2,26	1,13	1,87	2,67	2,25	0,42	0,21	0,30	0,25	0,04							
Lu	0,09	0,19	0,14	0,05	0,14	0,42	0,28	0,14	0,26	0,33	0,30	0,03	0,06	0,06	0,06	0,00							

* Intervalo de variação de cada elemento, entre os teores mínimos e máximos.

De acordo com a norma CIPW, calculada para os felsitos do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional (Anexo 1.4), os Gnaisses Alberto Flores são corindon ou diopsídio hiperstênio normativo (Anexo 1.4).

Já os Gnaisses Souza Noschese são, predominantemente, corindon hiperstênio normativo (Anexo 1.4). As amostras sem corindon normativo têm acmita, metassilicato de sódio e/ou diopsídio, mas não apresentam anortita normativa. A magnetita normativa aparece em dois casos (amostras AJ6-1 e AJ6-6).

Os Tonalitos Samambaia são predominantemente diopsídio hiperstênio normativo (Anexo 1.4), com magnetita e ilmenita sempre presentes na norma.

Finalmente, os Granitos Brumadinho são também, predominantemente, diopsídio hiperstênio normativo (Anexo 1.4). As amostras sem anortita têm acmita e metassilicato de sódio, mas não têm magnetita. A magnesita aparece somente numa amostra que, por sua vez, não é corindon nem diopsídio normativo, mas tem acmita e metassilicato de sódio na norma.

Das quatro suítes estudadas, os Tonalitos Samambaia (Tabela 4.3) apresentam os menores conteúdos de SiO_2 (65,57% em média), seguidos pelos Granitos Brumadinho (70,80% em média), Gnaisses Alberto Flores (73% em média) e Gnaisses Souza Noschese (73,55% em média).

Porém, a variação total de SiO_2 nos Gnaisses Souza Noschese é muito pequena, mantendo-se no intervalo de 72,30 a 74,90%. A maior variação de SiO_2 ocorre nos Tonalitos Samambaia, com teores que variam de 63,10 a 70,70%.

Sistematicamente, os Tonalitos Samambaia são, em média, a unidade mais enriquecida em TiO_2 , Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{(total)}}$, MnO , MgO , CaO , P_2O_5 , Co , Sc , V , Cu , Pb , Zn , Zr e Y . As menores médias de $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{(total)}}$, Cr , Ni e Y , por sua vez, pertencem aos Granitos Brumadinho que, ao mesmo tempo, são as rochas medianamente mais enriquecidas em K_2O , Ba e Nb .

Os Gnaisses Alberto Flores tem os valores médios mais elevados em Na_2O , Cr , Ni e Sr e, por outro lado, as menores médias em K_2O , Sc , V , Rb e Nb . Os Gnaisses Souza Noschese são medianamente mais empobrecidos em Al_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , P_2O_5 , Ba , Sr e Zr , porém, os teores mais elevados de Rb pertencem a esta unidade.

4.2.2.2 - DIAGRAMAS DE VARIAÇÃO.

As Figuras 4.15 e 4.16 ilustram a distribuição geral dos elementos químicos, ressaltando as principais diferenças ou similaridades entre os conjuntos analisados. Do mesmo modo, é possível observar as tendências gerais no interior de cada unidade, a partir das razões de SiO_2 versus óxidos e/ou SiO_2 versus elementos traços. O contraste geoquímico entre as quatro unidades félsicas é notável na maioria dos dia-

gramas destas figuras.

Os Gnaisses Alberto Flores e Souza Noschese, por exemplo, têm sempre os teores mais elevados de SiO_2 . Seguem-lhes os Granitos Brumadinho, com valores intermediários e, finalmente, os Tonalitos Samambaia que têm os menores conteúdos de SiO_2 , situando-se, desta forma, sempre à esquerda nos diagramas das Figuras 4.15 e 4.16.

Os Gnaisses Alberto Flores, se comparados aos Tonalitos Samambaia,

são sempre as rochas mais empobrecidas em quase toda a gama de elementos analisados, exceto no caso de Na_2O , Rb e Sr. Estes gnaisses desenvolvem tendências bem marcadas nos diagramas de SiO_2 versus TiO_2 , Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{total})$, MnO, MgO, CaO e Rb. Mas, nos demais diagramas a dispersão é, quase sempre, muito pronunciada.

são sempre as rochas mais empobrecidas em quase toda a gama de elementos analisados, exceto no caso de Na_2O , Rb e Sr. Estes gnaisses desenvolvem tendências bem marcadas nos diagramas de SiO_2 versus TiO_2 , Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{total})$, MnO, MgO, CaO e Rb. Mas, nos demais diagramas a dispersão é, quase sempre, muito pronunciada.

Por outro lado, as diferenças geoquímicas entre os Gnaisses Alberto Flores e Souza Noschese, ficam patentes nos diagramas de SiO_2 versus TiO_2 , $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{total})$, MgO , CaO e Sr . Nestes diagramas, os Gnaisses Alberto Flores descrevem tendências paralelas e, quase sempre, mais enriquecidas que àquelas dos Gnaisses Souza Noschese. Outras vezes, como é o caso de SiO_2 versus K_2O , Zn e Rb , a tendência geral dos Gnaisses Alberto Flores, apesar de paralela, é mais empobrecida que àquelas dos Gnaisses Souza Noschese.

Estes gnaisses, por sua vez, são sempre mais empobrecidos em TiO_2 , Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{total})$, MgO , CaO , Na_2O , Ba e Sr . As suas tendências mais uniformes são aquelas observadas nos diagramas de SiO_2 versus $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{total})$, MgO , CaO , Rb e Ba . Nos demais diagramas das Figuras 4.15 e 4.16, estes gnaisses apresentam uma grande dispersão, especialmente no caso de SiO_2 versus Al_2O_3 , MnO , Zr e Y .

Os Tonalitos Samambaia têm as tendências mais bem definidas na totalidade dos diagramas das Figuras 4.15 e 4.16, especialmente no caso de TiO_2 , $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{total})$, CaO , K_2O , P_2O_5 , Cr , Ni , Co , Zn , Rb , Sr e Y . Com exceção apenas de K_2O e Rb , esta unidade é sempre a mais enriquecida nos elementos citados acima, permitindo separá-los quimicamente, com facilidade, das demais unidades félsicas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional.

Os Granitos Brumadinho, embora não tenham uma regularidade tão sistemática quanto aquela dos Tonalitos Samambaia, mostram algumas tendências bem marcadas, especialmente, no caso de TiO_2 , $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{total})$, MgO , CaO , Ni , Zn , Rb e Ba . As dispersões mais pronunciadas, na tendência geral destes granitos, são aquelas de Al_2O_3 , MnO , Na_2O , V , Cu , Sr , Nb e Zr .

Estas mesmas tendências, coincidentemente, estão presentes nos Tonalitos Samambaia. Além disto, em determinados diagramas das Figuras 4.15 e 4.16 (e.g. SiO_2 versus TiO_2 , $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{total})$, MgO , P_2O_5 , Cr , Ni , Co , Zn e Y), a tendência geral dos Granitos Brumadinho está em continuidade aparente com a tendência geral apresentada pelos Tonalitos Samambaia.

4.2.2.3 - CLASSIFICAÇÃO GEOQUÍMICA DAS UNIDADES FÉLSICAS DO COMPLEXO METAMÓRFICO BONFIM SETENTRIONAL.

Os Gnaisses Alberto Flores, Souza Noschese e Granitos Brumadinho

tem uma natureza essencialmente ácida. Os seus conteúdos de SiO_2 são sempre superiores a 66% (Tabela 4.3). Contudo, os Tonalitos Samambaia tem uma composição média de SiO_2 , em torno de 65%. Isto indica uma natureza intermediária para este conjunto rochoso, muito embora, algumas amostras ultrapassem a casa de 70% de SiO_2 .

A natureza composicional, em termos de alcalis e alumina, das unidades félsicas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional, está apresentada na Figura 4.17.

De acordo com esta figura, os Gnaisses Alberto Flores têm um caráter metaluminoso a peraluminoso, em contraposição ao espectro composicional mais amplo dos Gnaisses Souza Noschese que variam de peralcalino a peraluminoso, com algumas amostras de natureza metaluminosa. Os Tonalitos Samambaia têm um caráter essencialmente metaluminoso, bem contrastante com as demais suítes e os Granitos Brumadinho são peralcalinos a metaluminosos.

O caráter cálcio alcalino das unidades félsicas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional, por sua vez, pode ser observado na Figura 4.18, de acordo com o diagrama AFM, segundo a proposta de Irvine & Baragar (1971).

De acordo com esta classificação, as quatro unidades félsicas em discussão apresentam uma tendência geral do tipo trondhjemítica (e.g. Barker & Arth 1976). Os Gnaisses Alberto Flores, Souza Noschese e os Granitos Brumadinho ocupam a extremidade mais félsica da tendência geral e os Tonalitos Samambaia a extremidade mais máfica. Algumas amostras dos Gnaisses Alberto Flores e Granitos Brumadinho posicionam-se intermediariamente ao longo da tendência geral.

Distribuição semelhante é ratificada no diagrama An-Ab-Or (Figura 3.3, Capítulo 3). Além da patente distinção entre as quatro suítes, este diagrama mostra a classificação dos felsitos do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional, sob as composições normativas da proposta de O'Connor (1965).

De acordo com esta classificação, os Gnaisses Alberto Flores têm uma composição predominantemente trondhjemítica, do tipo de baixo Al_2O_3 ^{4.17}. Esta suíte está situada, ainda, numa posição intermediária ao longo da tendência geral, entre os Tonalitos Samambaia, de composição tonalítica, e o conjunto representado pelos Gnaisses Souza Noschese e os Granitos Brumadinho, de composição granítica.

No entanto, de acordo com a proposta de Barker (1979), trondhjemito é uma classificação química que requer a observância dos parâmetros listados na Tabela 4.4. Os Gnaisses Alberto Flores, no âmbito desta classificação, cumprem a maioria das exigências de Barker (1979), como é o caso, por exemplo, dos teores de SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O e CaO .

Tabela 4.4 - Parâmetros químicos de Barker (1979) para a definição de trondhjemitos.

SiO_2	Al_2O_3	$\text{FeO}(t) + \text{MgO}$	$\text{FeO}(t) / \text{MgO}$	CaO	Na_2O	K_2O
68 - 75%	>15%	<3,4%	2 - 3%	4,4 - 4,5%	4,0 - 5,5%	<2,5%
	(p/ 70% SiO_2)			(trond. cálcico)		
	<14%			1,5 - 3,0%		<2,0%
	(p/ 75% SiO_2)			(trond. típico)		(trond. típico)

Todavia, o seu conteúdo de K_2O e a sua razão $\text{FeO}(\text{total})/\text{MgO}$, estão acima dos valores estipulados por Barker (1979). No entanto, estas características não são exclusivas dos gnaisses em discussão. Conforme pode ser observado na Tabela 4.5, outros tipos de gnaisses cinzentos do Arqueano, que também são considerados

4.17 - Barker *et al.* (1976) subdivide a suíte trondhjemítica em trondhjemitos de alto e baixo de Al_2O_3 , limitados, respectivamente, por uma percentagem de 15% de Al_2O_3 .

- De acordo com Rapp *et al.* (1991) esta divisão provisória de Barker *et al.* (1976) pode ter, realmente, uma base mineralógica e, portanto, um significado petrológico.

- Isto porque, todos os líquidos com baixo teor de Al_2O_3 (<15%), ocorrem a pressões de 16 Kbar ou menores, próximos, portanto, das condições do solidus, onde o grau de fusão é muito baixo, menor ou igual ao intervalo de 5 a 10%. Neste caso, anfíbios e plagioclásios seriam as fases mais importantes, ou até dominantes, no resíduo.

- Por outro lado, os líquidos com alto Al_2O_3 (>15,5%), são formados sob graus moderados de fusão (10-40%), sob pressões acima de 16 Kbar. Neste caso, granada e clinopiroxênio compreendem a paragénese residual e, deste modo, os líquidos de composição tonalítica, trondhjemítica e granodiorítica não são inconsistentes na presença de granada residual, contrariando a afirmação de Maaloe (1982).

como trondhjemiticos, apresentam valores de K_2O acima de 2,0% e razões $FeO^{(total)}/MgO$ maiores que 3.

Tabela 4.5 - Composições químicas representativas de alguns gnaisses do Arqueano para comparação com os Gnaisses Alberto Flores. Adicionalmente, para referência geral, acrescenta-se a composição química das demais suítes félsicas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional.

	1 (Tr) *	2 (Tr) *	3 (Tr) *	4 (Tr) *	5 (Tr)	6 (Tr)	7 (TT)	8 (T) *	9 (T) *	10 (T) *	11 (G) *	12 (G) *
SiO_2	73,47	71,63	71,38	68,54	67,33	72,44	69,82	62,32	65,39	66,10	74,17	71,52
TiO_2	0,17	0,20	0,22	0,42	0,44	0,29	0,43	0,61	0,63	0,68	0,08	0,22
Al_2O_3	14,74	14,99	15,25	15,47	15,21	14,90	14,52	16,09	15,14	15,60	13,95	14,14
FeO^t	1,52	1,67	2,15	2,73	4,11	2,14	3,47	5,89	4,64	4,51	1,40	1,66
MgO	0,44	0,65	0,93	1,28	1,08	0,63	1,30	2,80	3,51	2,00	0,17	0,41
CaO	1,65	2,32	3,78	2,85	3,67	1,90	3,99	6,68	5,47	4,36	0,83	1,15
Na_2O	4,73	5,20	4,87	4,50	4,41	4,88	4,43	4,38	3,91	4,30	3,69	4,28
K_2O	3,15	1,15	0,85	2,26	1,68	2,38	0,77	0,69	0,94	2,14	5,60	6,43
FeO^t/MgO	3,54	2,57	2,31	2,13	3,81	3,39	2,91	2,10	1,32	2,25	8,90	4,28
Na_2O/K_2O	1,57	4,52	5,73	2,00	2,62	2,05	5,80	6,34	4,16	2,01	0,66	0,66

1 - Gnaisses Alberto Flores do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional.

2 - Gnaisses Lewisian (fácies granulito) da Escócia, Weaver & Tarney (1980).

3 - Gnaisses Scourian da Escócia, Rollinson & Windley (1980).

4 - Gnaisses do sudeste da Finlândia, Martin et al. (1983).

5 - Gnaisses Amitsoq da Groenlândia, Nutman & Bridgwater (1986).

6 - Gnaisses do Complexo Metamórfico Bação, Gomes (1985).

7 - Gnaisses do escudo Antártico oriental, Sheraton & Collerson (1984).

8 - Gnaisses Scourian da Escócia, Rollinson & Windley (1980).

9 - Gnaisses Lewisian (fácies granulito) da Escócia, Weaver & Tarney (1980).

10 - Tonalitos Samambaia do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional.

11 - Gnaisses Souza Neschese do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional.

12 - Granitos Brumadinho do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional.

Composição: Tr - Trondhjemitica; T - Tonalítica; TT - Trondhjemitica/Tonalítica; G - Granítica; * - Base anidra.

Outras características marcantes entre as quatro unidades de rochas félsicas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional, podem ser levantadas também a partir do diagrama catiônico R_1R_2 (Figura 4.19). Ali, as tendências internas à cada suíte, estão muito bem representadas.

Os Gnaisses Alberto Flores, por exemplo, limitam-se ao campo das rochas de composição granítica, já que esta classificação não leva em conta a razão K_2O/Na_2O . Porém, é interessante notar a tendência geral desta suíte, situada numa po-

sição intermediária entre os Tonalitos Samambaia e o conjunto constituído pelos Gnaisses Souza Noschese e Granitos Brumadinho.

Os Gnaisses Souza Noschese, por seu turno, exibem uma composição essencialmente granítica, distribuindo-se ao longo do limite entre os campos dos granitos e álcali granitos.

Os Tonalitos Samambaia descrevem uma tendência muito uniforme, fugindo do campo das rochas tonalíticas em direção ao campo das granodioríticas. Já os Granitos Brumadinho alcançam, levemente, o campo dos quartzo sienitos.

4.2.2.4 - O PADRÃO GEOQUÍMICO DAS UNIDADES FÉLSICAS DO COMPLEXO METAMÓRFICO BONFIM SETENTRIONAL.

A Figura 4.20 apresenta o padrão geoquímico (médio) das quatro unidades de rochas félsicas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional, normalizado pelos valores do padrão ORG (granitos de cadeias oceânicas), de acordo com a proposta de Pearce *et al.* (1984).

De maneira geral, as quatro suítes guardam, entre si, um padrão geoquímico muito semelhante. Todas elas estão caracterizadas por uma anomalia positiva de Rb e um empobrecimento acentuado de Yb.

No entanto, cada conjunto possui características intrínsecas muito próprias. Os Gnaisses Alberto Flores tem, por exemplo, um padrão geoquímico que pode ser considerado a média das outras três suítes. Estes gnaisses são moderadamente enriquecidos em Rb, Ce, Zr, Sm e Yb.

Os Gnaisses Souza Noschese, por seu lado, seguem, razoavelmente, o padrão geoquímico dos Gnaisses Alberto Flores. Porém, a sua anomalia de Rb é mais acentuada e eles são respectivamente mais enriquecidos em K_2O , Nb, Sm, Y e Yb. Nos demais elementos (Ba, Ce e Zr), a sua composição média é mais empobrecida que os Gnaisses Alberto Flores.

Os contrastes mais significativos ficam por conta dos granitóides do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional, que possuem padrões geoquímicos médios, muito diferenciados. Os Tonalitos Samambaia são mais empobrecidos em K_2O , Rb e Ba que Granitos Brumadinho. Estes granitos, em contrapartida, tem os maiores conteúdos médios naqueles elementos e, ao mesmo tempo, é a suíte mais empobrecida em Ce, Zr, Sm, Y e Yb. Em contraposição, são os Tonalitos Samambaia que possuem os valores mais elevados nestes elementos.

Além disto, são particularmente notáveis as diferenças médias entre os seus conteúdos de Zr e Yb. Os Tonalitos Samambaia são, pelo menos, dez vezes mais enriquecidos nestes elementos que os Granitos Brumadinho.

A Figura 4.21 apresenta o padrão geoquímico da composição média dos elementos de terras raras das quatro unidades félsicas em discussão, normalizado para os valores do condrito, segundo a proposta de Massuda *et al.* (1973). O padrão geoquímico constatado guarda muitas semelhanças com padrão geoquímico da composição média, apresentado na Figura 4.20.

Novamente, são os Gnaisses Alberto Flores que apresentam os valores mais intermediários entre as quatro suítes em discussão. O seu fracionamento é, da mesma forma, o mais moderado e difere do padrão geoquímico médio dos elementos de terras raras dos Gnaisses Souza Noschese sob vários aspectos. Os Gnaisses Alberto Flores são, por exemplo, mais enriquecidos em terras leves. Os Gnaisses Souza Noschese, por outro lado, têm um padrão extremamente enriquecido nas terras raras pesadas. Além disto, o fracionamento médio dos Gnaisses Alberto Flores é muito mais enriquecido que aquele dos Gnaisses Souza Noschese.

O contraste geral entre os granitóides do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional, também está exposto na Figura 4.21. Os Tonalitos Samambaia têm o padrão geoquímico médio mais enriquecido nos elementos de terras raras, enquanto que os Granitos Brumadinho têm o padrão mais empobrecido.

O fracionamento geral entre estas duas suítes é também distinto. Ele é ligeiramente mais acentuado para os Granitos Brumadinho. No entanto, estes granitos tem valores muito baixos de Dy, Er e Yb, caracterizando, inclusive, uma pequena anomalia negativa de Yb.

Das quatro suítes em discussão, apenas os Granitos Brumadinho não apresentam anomalias negativas acentuadas de Eu. A sua tendência geral está caracterizada por ligeiro patamar, situado entre o Sm e Gd, onde observa-se um ligeiro declínio dos valores normalizados de Eu em direção aos valores normalizados de Gd. Por outro lado, as anomalias negativas de Eu mais acentuadas, ficam por conta dos gnaisses do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional. Neste particular, os Gnaisses Souza Noschese possuem a anomalia mais expressiva.

Estes padrões geoquímicos, das suítes félsicas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional, se comparados com outros padrões arqueanos (e.g. Condie 1981), também revelam algumas características peculiares.

Na Figura 4.22, por exemplo, os padrões em discussão encontram uma boa correspondência com o envelope de variação dos padrões geoquímicos de elementos de terras raras dos trondhjemitos e tonalitos pós-Arqueanos de alto Al_2O_3 .

Contudo, das quatro suítes fílsicas em discussão, apenas os Tonalitos Samambaia têm composição de alto Al_2O_3 (ver Tabela 4.5). O padrão geoquímico destes tonalitos é, porém, mais fortemente enriquecido, contrastando-se com o padrão dos Diápiros Sul-Africanos (linha traço-pontilhada 3; Figura 4.22) e do Tonalito Saganaga (linha traço pontilhada 4; Figura 4.22). As demais suítes do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional, especialmente os Gnaisses Alberto Flores e Souza Noschese, além de possuírem baixo Al_2O_3 , apresentam pronunciadas anomalias negativas de Eu que são, por sua vez, inexistentes nos padrões gnáissicos de alto Al_2O_3 utilizados por

Condie (1981).

Neste sentido, a correlação das suítes gnáissicas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional é naturalmente mais apropriada com os padrões da Figura 4.23. Neste caso, além das anomalias negativas de Eu, o padrão geoquímico dos elementos de terras raras dos Gnaisses Alberto Flores e Souza Noschese é semelhante ao padrão dos trondhjemitos e tonalitos pós-Arqueanos de baixo Al_2O_3 . Do mesmo modo, o padrão destes gnaisses é semelhante ao padrão de alguns gnaisses do Arqueano da Swazilândia (linha traço-pontilhada 1) e do Wyoming (EUA; linha traço-pontilhada 2). Todavia, há de se ressaltar o caráter mais empobrecido dos gnaisses do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional, em relação aos padrões utilizados por Condie (1981), no tocante aos elementos de terras raras pesadas (Figura 4.23).

Figura 4.23 - Padrão geoquímico médio dos elementos de terras raras das suítes félsicas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional para comparação com alguns padrões arqueanos e pós-arqueanos de baixo Al_2O_3 , de acordo com Condie (1981). Simbologia: círculos - Gnaisses Alberto Flores; quadrados - Gnaisses Souza Noschese; losangos - Tonalitos Samambaia; cruzeiros - Granitos Brumadinho. A área sombreada corresponde ao envelope de variação dos padrões de terras raras dos trondhjemitos e tonalitos pós-arqueanos de baixo Al_2O_3 . As linhas traço-pontilhadas 1 e 2 correspondem, respectivamente, aos padrões médios dos gnaisses do Complexo *Ancient Gneiss* (Swazilândia) e do Complexo Metamórfico Setentrional do Wyoming (EUA).

Finalmente, na Figura 4.24, é possível comparar o padrão geoquímico dos elementos de terras raras dos Granitos Brumadinho com alguns padrões de granitos e quartzo monzonitos do arqueanos e pós-arqueanos de Condie (1981). De acordo com esta figura, os Granitos Brumadinho, além de situarem-se abaixo do envelope de variação dos granitóides pós-arqueanos, têm um padrão geoquímico muito mais empobrecido e fracionado. Entretanto, tal padrão guarda uma notável semelhança com o padrão geoquímico dos quartzo monzonitos de *Giant Range* (linha traço-pontilhada 3, Figura 4.24), que afloram no estado de Minnesota (EUA).

4.2.2.5 - NATUREZA TECTÔNICA E PETROGENÉTICA DAS UNIDADES FÉLSICAS DO COMPLEXO METAMÓRFICO BONFIM SETENTRIONAL

A Figura 4.25 apresenta alguns envelopes de variação de padrões geo-

químicos de granitóides do Fanerozóico, relacionados a diferentes ambientes tectônicos (Pearce *et al.* 1984) para comparação com as unidades félsicas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional.

Dos cinco padrões tectônicos representados na Figura 4.25, aquele relacionado ao envelope de variação do padrão geoquímico dos granitos intraplaca (diagrama B) é o que menor correspondência guarda com os padrões geoquímicos médios das unidades félsicas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional. Isto porque, de acordo com Pearce *et al.* (1984), os granitóides intraplaca são caracterizados por acentuadas anomalias negativas de Ba, inexistentes, por sua vez, nas unidades félsicas em discussão. Além disto, estas unidades são, sistematicamente, mais empobrecidas (e.g. diagrama A, Figura 4.25) nos elementos químicos de HFS (*high field strength*), ou seja: Nb, Ce, Zr, Y e Yb.

Nos outros diagramas da Figura 4.25, relacionados respectivamente aos ambientes de arco vulcânico (A), placa litosférica atenuada (C) e colisão tectônica (D e E), é possível observar algumas correlações gerais. Neste particular, chama atenção a correspondência das unidades félsicas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional com o envelope de variação do padrão geoquímico dos granitóides dos arcos vulcânicos.

A exceção de um enriquecimento mais pronunciado em Rb (e.g. Gnaisses Souza Noschese e Granitos Brumadinho) e da maior concentração de Nb, o padrão geral das quatro unidades em discussão guarda uma notável correlação com o padrão tectônico expresso no diagrama A. De outra feita, os granitóides de arco vulcânico (e.g. Pearce *et al.* 1984) são rochas quartzo dioríticas, quartzo monzoníticas, granodioríticas ou tonalíticas, de natureza cálcio alcalina que exibem biotita $\pm$ hornblenda como minerais ferromagnesianos característicos, além de serem metaluminosas e/ou ligeiramente peraluminosas.

Estas feições, conforme pode ser comprovado através das composições petrográfica (Capítulo 3) e química (Figuras 4.17 e 4.19), caracterizam, na íntegra, os Tonalitos Samambaia. Assim, de acordo com o modelo tectônico de um arco vulcânico, os Tonalitos Samambaia seriam a unidade mais enriquecida (no tocante ao conteúdo dos elementos de HFS) e os Granitos Brumadinho, por sua vez, a mais empobrecida ^{4.18}.

4.18 - Conforme pode ser verificado em Pearce *et al.* (1984), o padrão geoquímico médio dos Tonalitos Samambaia, apesar de ser mais enriquecido nos elementos de HFS, é assaz semelhante ao padrão geoquímico médio dos granitóides arco-vulcânicos do Chile.

Figura 4.25 - Envelopes de variação dos padrões geoquímicos médios de alguns granitóides do Fanerozóico, classificados de acordo com o seu ambiente tectônico (adaptado de Pearce *et al.* 1984), para comparação com o padrão geoquímico das suítes félsicas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional. As áreas hachuradas nos diagramas A, B, C, D e E correspondem, respectivamente, aos envelopes de variação do padrão geoquímico dos granitóides de arco vulcânico; intraplaca; placa atenuada; sin-colisional e pós-colisional. Simbologia: círculos - Gnaisses Alberto Flores; quadrados - Gnaisses Souza Noschese; losangos - Tonalitos Samambaia e cruzes - Granitos Brumadinho.

Entretanto, o conteúdo elevado de K_2O e o sensível empobrecimento nos elementos de HFS poderia remeter, tentativamente, a correlação do padrão geo-

químico médio dos Granitos Brumadinho a outros ambientes tectônicos, a exemplo daqueles sin- ou pós-colisionais (diagramas D e E).

Neste particular, os granitóides sin-colisionais (e.g. Pearce *et al.* 1984) teriam ainda, em comum com os Granitos Brumadinho, a composição granítica e a presença de moscovita, além do caráter ligeiramente metaluminoso. Todavia, o modo de ocorrência dos Granitos Brumadinho (diques e/ou pequenos corpos discordantes, cortando as unidades mais antigas), indica que estes granitóides são manifestações magmáticas tardias, posteriores sobretudo aos Tonalitos Samambaia, fato comprovado, inclusive, pela geocronologia U/Pb em zircão (ver Capítulo 5). Sendo assim, não haveria correlação entre os Granitos Brumadinho e os granitóides sin-colisionais.

A correlação dos Granitos Brumadinho com os granitóides pós-colisionais, por outro lado, é prejudicada, em grande parte, por sua natureza composicional. Os granitóides pós-colisionais (e.g. Pearce *et al.* 1984), possuem composição petrográfica compatível com os granitóides de arco vulcânico, exibem biotita e hornblenda, são cálcio alcalinos, metaluminosos e/ou mostram variações peraluminosas. Estas feições, por seu turno, são contrastantes com os Granitos Brumadinho, que têm composição granítica, natureza peralcalina ou mais raramente a metaluminosa, conforme pode ser comprovado pelas Figuras 4.17 e 4.19.

De outra feita, estas características, petrográficas e composicionais dos Granitos Brumadinho, são compatíveis com os granitóides intraplaca (e.g. Pearce *et al.* 1984). Mas, o padrão geoquímico destes granitóides, conforme pode ser observado nos diagramas B e C (Figura 4.25), mostra um sensível enriquecimento nos elementos de HFS e/ou profundas anomalias negativas de Ba. Estas feições, na sua íntegra, são totalmente incompatíveis com aquelas apresentadas pelos Granitos Brumadinho.

Assim sendo, face as variadas discrepâncias observadas na correlação geral dos padrões geoquímicos dos Granitos Brumadinho, acredita-se que estas rochas sejam provenientes de um ambiente tectônico transicional. Neste sentido, o magmatismo em discussão reuniria características dos ambientes tectônicos de arco vulcânico e de crosta siálica consolidada.

Resta tratar da correlação geral dos padrões geoquímicos dos Gnaisses Alberto Flores e Souza Noschese com os envelopes de variação dos padrões geoquímicos da Figura 4.25. Neste caso, considerando que os Gnaisses Alberto Flores

são as rochas mais antigas e transformadas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional (ver Capítulos 3 e 5) pontua-se um novo aspecto nestas correlações. Tal fato estaria relacionado à possível sobrevivência do padrão geoquímico do protólito e, conseqüentemente, do ambiente tectônico original frente aos processos tectôno-termiais posteriores.

Todavia, conforme foi discutido no início deste capítulo, e também quando da correlação geral dos padrões geoquímicos das unidades máficas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional, é possível considerar, pelo menos *a priori*, a imobilidade relativa dos elementos de HSF. Neste caso, a concentração atual dos elementos de HFS seria compatível com a concentração original dos protólitos.

Assim sendo, a similaridade geral entre os padrões geoquímicos das unidades félsicas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional estaria relacionada a um mesmo tipo de ambiente tectônico, sujeito, no entanto, a variações transicionais. Neste caso, a correlação geral dos padrões geoquímicos médios indica que o ambiente tectônico predominante das unidades em discussão, guarda muitas semelhanças com aqueles dos arcos vulcânicos atuais, pelo menos no tocante aos elementos de HFS, conforme expresso no diagrama A da Figura 4.25.

4.2.2.6 - SUMÁRIO LITOGEOQUÍMICO DAS UNIDADES FÉLSICAS DO COMPLEXO METAMÓRFICO BONFIM SETENTRIONAL.

Este estudo litogeoquímico, a exemplo daquele realizado nas unidades máficas, revelou particularidades bastantes significativas para a caracterização geral das unidades félsicas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional. Neste particular, chama atenção as tendências bem marcadas de cada unidade, estampadas nos diagramas de variação.

Estes contrastes litogeoquímicos entre as quatro unidades em discussão, acentuam-se nos diagramas classificatórios e mostram-se, em plenitude, nos diagramas de padrões geoquímicos, especialmente naqueles dos elementos de terras raras.

Desta feita, os Tonalitos Samambaia têm sempre os padrões mais enriquecidos em contraposição aos Granitos Brumadinho, sempre mais empobrecidos, e aos Gnaisses Alberto Flores e Souza Noschese que têm padrões intermediários.

CAPÍTULO 5 - GEOCRONOLOGIA.

Sintetizam-se, neste capítulo, o acervo geocronológico do Quadrilátero Ferrífero e a modelagem geotectônica no âmbito do Craton do São Francisco Meridional. Apresentam-se os novos resultados U/Pb, Rb/Sr e K/Ar obtidos a partir das unidades litoestratigráficas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional. Discute-se o significado geológico-geocronológico destes resultados, procedendo-se à uma integração interpretativa no contexto regional.

5.1 - O ACERVO GEOCRONOLÓGICO DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO.

Os primeiros resultados geocronológicos, em rochas do complexo metamórfico da região do Quadrilátero Ferrífero, foram obtidos pelos métodos K/Ar e Rb/Sr em minerais (Herz *et al.* 1961; Aldrich *et al.* 1964; Pinson *et al.* 1967). Estes resultados foram posteriormente compilados na síntese de Herz (1970). Desde então, inúmeras contribuições, oriundas de várias outras metodologias, têm sido apresentadas no domínio do Craton do São Francisco Meridional (e.g. Cordani & Teixeira 1979; Cordani *et al.* 1980a; b; Teixeira 1982; 1985; Machado Filho *et al.* 1983; Thorpe *et al.* 1984; Delhal & Demaiffe 1985; Teixeira *et al.* 1985; 1987b; 1988; Machado *et al.* 1989b; Belo de Oliveira & Teixeira 1990; Babinski *et al.* 1991).

Atualmente, este acervo geocronológico comporta mais de duas centenas de determinações geocronológicas, decorrentes da utilização dos métodos K/Ar, Rb/Sr, Pb/Pb e U/Pb em concentrados minerais (idades aparentes, idades modelo e diagramas concórdia), além dos métodos Rb/Sr e Pb/Pb em rocha total (diagramas isocrônicos).

Esta grande produção de dados geocronológicos nas três últimas décadas, tem contribuído para o conhecimento geocronológico e isotópico de todo o fragmento meridional do Craton do São Francisco. A sua grande maioria está compilada e discutida exaustivamente por Teixeira (1985), com adições posteriores (Teixeira *et al.* 1987a, Teixeira & Figueiredo 1991).

A seguir, apresentar-se-á um panorama sintético destes resultados e de

suas interpretações geocronológicas, com o intuito de subsidiar a discussão dos novos dados geocronológicos, obtidos no decorrer desta pesquisa.

5.1.1 - GEOCRONOLOGIA K/Ar E Rb/Sr EM MINERAIS.

Os resultados geocronológicos K/Ar e Rb/Sr, obtidos em minerais das rochas do fragmento meridional do Craton do São Francisco, revelam diversas concentrações de idades: 2,7 - 2,5 Ga; 2,1 - 1,8 Ga; 1,7 - 1,4 Ga; 1,3 - 1,1 Ga; 1,0 - 0,8 Ga e 0,7 - 0,5 Ga (Figura 5.1).

Alguns destes pulsos, no âmbito do Quadrilátero Ferrífero, já foram considerados como época de geração de suas rochas (Herz 1970). Porém, a interpretação corrente destes pulsos é creditá-los à perdas episódicas de argônio e/ou rejuvenescimentos isotópicos do Sr, oriundos da imposição de processos tectôno-termais sucessivos nos sistemas rochosos (e.g. Cordani *et al.* 1980a; b; Drake & Morgan 1980; Teixeira 1982; 1985).

É o caso, por exemplo, da grande concentração de idades aparentes

situadas no tempo à volta de 0,7 - 0,5 Ga (Figura 5.1). Esta frequência tem sido relacionada ao resfriamento de uma atividade reflexa, oriunda dos processos tectôno-termiais do Proterozóico Superior - o evento Brasileiro. Tais processos teriam ocorrido marginalmente ao Craton do São Francisco (Teixeira 1985; Teixeira & Figueiredo 1991).

De outra parte, algumas idades aparentes K/Ar e Rb/Sr em rochas do Quadrilátero Ferrífero, muito antigas (e.g. 2,7 Ga), obtidas a partir de minerais, possivelmente seriam destituídas de significado geológico (Teixeira 1985). No entanto, o padrão K/Ar e Rb/Sr situado à volta de 2,1 - 1,8 Ga, tem sido relacionado ao evento Transamazônico (e.g. Cordani *et al.* 1980a; b; Teixeira & Figueiredo 1991).

5.1.2 - GEOCRONOLOGIA Rb/Sr EM ROCHA TOTAL.

A primeira idade isocrônica Rb/Sr em rochas do complexo metamórfico, das proximidades do Quadrilátero Ferrífero, foi apresentada por Pinson *et al.* (1967). As amostras analisadas são provenientes de granitos e gnaisses da região de Sete Lagoas, situada a norte de Belo Horizonte. A idade isocrônica Rb/Sr destas rochas, recalculada por Teixeira (1985), é de 1832 ± 92 Ma, com razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} de $0,72338 \pm 0,00305$.

Os resultados Rb/Sr de Cordani & Teixeira (1979) e Cordani *et al.* (1980a; b) obtidos a partir de gnaisses, granitóides, xistos, pegmatitos, migmatitos e anfibolitos do complexo metamórfico da região do Quadrilátero Ferrífero, sustentam dois alinhamentos isocrônicos. O primeiro indica uma idade de 2,75 Ga para uma razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} de 0,703 e o segundo, uma idade de 2,1 Ga para uma razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} de 0,704. Estes resultados foram interpretados pelos autores como sendo a época da formação das rochas do complexo metamórfico (2,75 Ga) e de sua retomada no Proterozóico Inferior (2,1 Ga) no decorrer do evento Transamazônico. Idêntica interpretação é formulada para os terrenos metamórficos de alto grau que se prolongam mais a leste, até Acaica, conforme relataram Teixeira *et al.* (1987b) através de isócronas Rb/Sr e Pb/Pb com cerca de 2,0 Ga.

Regionalmente, a nível da maior parte de todo segmento meridional do Craton do São Francisco, numerosos resultados isocrônicos Rb/Sr têm sido apresentados por Teixeira (1985), Teixeira *et al.* (1987a) e Teixeira & Figueiredo (1991). Estes resultados foram obtidos de diferentes litotipos de variados pontos da região e tem permitido esboçar, regionalmente, os principais eventos. Este padrão isocrônico Rb/Sr pode ser

sistematizado em quatro grupos principais (Tabela 5.1).

Tabela 5.1 - Idades isocrônicas Rb/Sr no âmbito do Craton do São Francisco Meridional, de acordo com Teixeira (1985).

Grupo	Idade Isocrônica	Razão Inicial	Mswd	Variação Geral	Tipo Petrográfico
I	2964 ± 48	0,701	3,701		
	2831 ± 149	0,700	4,781	Idade - 2,9 a 2,7 Ga	
	2798 ± 73	0,700	0,999	R. I. - 0,700 a 0,702	Gnaisses essencialmente
	2754 ± 48	0,710	0,315	Mswd - 0,315 a 4,781	
	2727 ± 117	0,702	1,532		
	2723 ± 248	0,702	3,658		
II	2566 ± 53	0,706	0,637	Idade - 2,5 a 2,4 Ga	Gnaisses e granitóides
	2435 ± 27	0,703	1,392	R. I. - 0,703 a 0,706	
	2410 ± 34	0,706	2,764	Mswd - 0,637 a 2,764	
	2421 ± 28	0,703	1,942		
III	2280 ± 220	0,741	-		
	2233 ± 96	0,706	0,582	Idade - 2,3 a 2,1 Ga	Gnaisses + granitóides + pegmatitos
	2200 ± 175	0,701	4,209	R. I. - 0,706 - 0,744	
	2100 ± 143	0,739	5,395	Mswd - 0,582 a 5,395	
	2092 ± 135	0,708	4,189		
	2078 ± 78	0,715	1,035		
IV	1982 ± 108	0,704	0,655		Pegmatitos + gnaisses + granitóides
	1900 ± 108	0,709	3,948	Idade - 2,0 a 1,8 Ga	
	1886 ± 153	0,703	0,655	R. I. - 0,703 a 0,723	
	1869 ± 18	0,710	0,158	Mswd - 0,655 a 0,394	
	1823 ± 92	0,723	0,893		

O primeiro grupo apresenta idades isocrônicas Rb/Sr entre de 2,9 - 2,7 Ga, com razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86} baixas de 0,700 a 0,702. Estes resultados foram obtidos, essencialmente, a partir de gnaisses.

O segundo grupo de idades Rb/Sr varia de 2,5 a 2,4 Ga e tem razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86} intermediárias entre 0,703 - 0,706. Estas idades isocrônicas são provenientes de diversos litotipos tais como: gnaisses, granitos, granodioritos.

O terceiro grupo exhibe concentração de idades Rb/Sr entre 2,3 - 2,1 Ga, e as suas razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86} são elevadas, situando-se entre 0,706 e 0,744. Neste grupo, as isócronas são provenientes de variados tipos de rochas, classificadas como: gnaisses, granitóides e pegmatitos.

O quarto grupo tem idades Rb/Sr variando entre 2,0 - 1,8 Ga. As razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86} para as isócronas deste grupo estão situadas entre 0,703 - 0,723 e as amostras analisadas compreendem rochas classificadas como: pegmatitos, gnaisses e granitos.

Na opinião de Teixeira (1985), estas isócronas cobrem, respectivamente, dois grandes períodos de formação crustal. O primeiro, ocorrido entre 3,0 - 2,6 Ga, foi responsável pelo surgimento e aglutinação da massa continental. O mais jovem, de natureza predominantemente ensialica, desenrolou-se de 2,4 a 2,1 Ga atrás e corresponderia ao Cinturão Mineiro instalado na borda oriental do segmento cratônico. No decorrer da evolução deste cinturão^{5.1}, houve o retrabalhamento da infra-estrutura, metamorfismo e deformação das seqüências supracrustais (Supergrupos Rio das Velhas e Minas) e magmatismo granitóide associado (e.g. Granito Porto Mendes).

Contribuições mais recentes, em termos de idades isocrônicas Rb/Sr (e.g. Quéméneur & Vidal 1989), continuam, em geral, a pontuar idades entre 2,7 e 1,8 Ga para o segmento meridional do Craton do São Francisco.

5.1.3 - GEOCRONOLOGIA Pb/Pb.

Thorpe *et al.* (1984) apresentam nove idades modelo Pb/Pb de galenas dos depósitos de ouro do Supergrupo Rio das Velhas (Bela Fama, Esperança III, Bica-lho, Cuiabá e Faria). As idades variam de 2,71 a 1,935 Ga. Todavia, os valores intermediários estão concentrados entre 2574 - 2551 Ma (três idades) e 2425 - 2409 Ma (três idades), além de uma idade Pb/Pb intermediária de 2493 Ma. De acordo com estes autores, estes resultados confirmam uma idade arqueana para o Supergrupo Rio das Velhas e a imposição de eventos Proterozóicos na região.

Babinski *et al.* (1991) reportam duas isócronas Pb/Pb obtidas a partir de rochas carbonáticas da Formação Gandarela (Grupo Itabira) e mármore do Grupo Piracicaba, pertinentes ao Supergrupo Minas. As razões isotópicas de Pb, das rochas carbonáticas da Formação Gandarela, fornecem uma idade isocrônica Pb/Pb de 2420 ± 25 Ma. Os mármore do Grupo Piracicaba, no entanto, têm uma idade isocrônica Pb/Pb de 2050 ± 230 Ma. Na interpretação dos autores, estas idades limitam o período deposicional dos sedimentos do Supergrupo Minas (2,4 - 2,1 Ga) e, ao mesmo tempo,

5.1 - Este assunto será retomado adiante nos itens 5.2 (e seguintes) e também no Capítulo 6 (item 6.4)

refletem a imposição de um evento metamórfico posterior (2,05 Ga).

5.1.4 - GEOCRONOLOGIA U/Pb EM MINERAIS.

Delhal & Demaiffe (1985), num estudo regional, apresentaram as primeiras idades U/Pb a partir de zircões e titanitas das rochas do complexo metamórfico, no âmbito do Quadrilátero Ferrífero e suas extensões até a região de Barbacena, ao sul. As razões isotópicas destes minerais sustentam duas discórdias com interceptos superiores de 2,82 Ga e 2,57 Ga. O intercepto inferior de ambas é de 0,76 Ga. No entender destes autores, estes resultados indicam uma idade arqueana para o complexo metamórfico, além da superimposição dos eventos Transamazônico e Brasileiro. Estes resultados, de maneira geral, estariam corroborando as interpretações decorrentes das isócronas Rb/Sr.

Machado *et al.* (1989b) apresentam várias idades U/Pb, segundo técnicas de alta precisão para concentrados de zircões, titanitas, rutilos e monazitas, oriundos de diferentes tipos petrográficos dos Supergrupos Rio das Velhas, Minas, e complexo metamórfico da região do Quadrilátero Ferrífero (Tabela 5.2). Estas idades revelam o seguinte panorama:

- No âmbito do Supergrupo Rio das Velhas, os zircões de uma vulcânica félsica (*sic*) e de uma vulcânica milonitizada (*sic*) pertinentes ao Grupo Nova Lima, indicaram idades U/Pb arqueanas da ordem de 3029 Ma (componente herdado) e 2776 ± 23/-10 Ma, respectivamente. As amostras envolvidas, em ambos os casos, são provenientes da região de Caeté, situada na porção nordeste do Quadrilátero Ferrífero (Machado *et al.* 1989b).

Em adição, os zircões de uma vulcânica ácida (*sic*), também proveniente do Supergrupo Rio das Velhas, mas da região de Piedade do Paraopeba, na área investigada desta tese, sustentam três idades U/Pb diferentes. Primeiramente, os sobrecrescimentos de alguns zircões têm idades U/Pb da ordem de 2772 ± 6 Ma. Para os seus núcleos, encontrou-se uma idade U/Pb de 2883 ± 6 Ma. Um terceiro grupo de zircões apresenta uma componente de idade U/Pb de 2912 Ma.

Para Machado *et al.* (1989b) estas idades U/Pb, obtidas nos domínios do Supergrupo Rio das Velhas, indicam a existência de uma crosta siálica anterior a 2,776 Ga. Este valor, por outro lado, corresponderia à idade do vulcanismo félsico analisado.

O primeiro grupo apresenta idades isocrônicas Rb/Sr entre de 2,9 - 2,7 Ga, com razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86} baixas de 0,700 a 0,702. Estes resultados foram obtidos, essencialmente, a partir de gnaisses.

Tabela 5.2 - Idades U/Pb no âmbito do Quadrilátero Ferrífero, de acordo com Machado *et al.* (1989b).

Amostra	Mineral	Tipo Petrográfico	Unidade Litoestratigráfica	Localização	Idade (Ma)
SAB-1	Zircão	Metagrauvaca	Supergrupo Minas	Brumadinho	2125 ± 4
SAB-2	Zircão	Metagrauvaca	Supergrupo Minas	Brumadinho	2092
M-88-4	Zircão	Vulcânica ácida	Grupo Nova Lima	Caeté	2776 +23/-10 ¹
M-88-5	Zircão	Vulcânica félsica	Grupo Nova Lima	Caeté	3029 ± 6
PP-120-1	Zircão	Vulcânica félsica	Grupo Nova Lima	P.P. ²	2772 ± 6 ³
PP-120-4	Zircão	Vulcânica félsica	Grupo Nova Lima	P.P. ²	2883 ± 6 ⁴
PP-120-3	Zircão	Vulcânica félsica	Grupo Nova Lima	P.P. ²	2912
M-88-2	Zircão	Granitóide	C. Metamórfico	Caeté	2776 +7/-6
M-88-2	Rutilo	Granitóide	C. Metamórfico	Caeté	2000 - 2200
M-88-11-1	Zircão	Granitóide	C. Metamórfico	Moeda	2721 ± 3
M-88-11-2	Zircão	Granitóide	C. Metamórfico	Moeda	2715
M-88-11-3	Zircão	Granitóide	C. Metamórfico	Moeda	2717
M-88-13-D	Titanita	Anfibolito	C. Metamórfico	C.C. ⁵	2059 ± 6
M-88-13-A	Monazita	Pegmatito	C. Metamórfico	C.C. ⁵	2030
M-88-15	Monazita	Pegmatito	C. Metamórfico	C.C. ⁵	2022

1 - Intercepto superior; 2 - Piedade do Paraopeba; 3 - Sobrecrecimento; 4 - Núcleo; 5 - Cachoeira do Campo.

No âmbito do complexo metamórfico, os zircões de um granitóide (*sic*) da região de Caeté, localizada a nordeste do Quadrilátero Ferrífero, apresentam uma idade U/Pb de 2776 +7/-6 Ma. Os rutilos desta mesma rocha têm uma idade U/Pb situada entre 2,0 - 2,2 Ga. Estes resultados mais jovens são coerentes com dados Rb/Sr isocrônicos neste mesmo granitóide (2,2 - 2,1 Ga) analisados por Belo de Oliveira & Teixeira (1990).

Já os zircões do Granitóide Mamona^{5.2} situado a sul da área investigada nesta tese, apresentam uma idade U/Pb de 2730 ± 10 Ma. Estes resultados, na opi-

5.2 - Este granitóide foi referido por Machado *et al.* (1989b) como Granitóide Moeda. Ver, no entanto, as razões da nova designação informal no Capítulo 2, item 2.5.

nião de Machado *et al.* (1989b), indicam pelo menos dois períodos de magmatismo granitóide na região, sendo um deles (aquele de 2,776 Ga) contemporâneo à atividade vulcânica félsica do Supergrupo Rio das Velhas.

Ainda nos domínios do complexo metamórfico, as titanitas de um anfibolito (*sic*) coletado na pedreira do Rio Maracujá, situada nas proximidades de Cachoeira do Campo, apresentaram uma idade U/Pb de 2059 ± 6 Ma. Deste mesmo ponto, as monazitas de um pegmatito não deformado têm uma idade U/Pb (intercepto superior) de 2040 Ma. Outras monazitas, coletadas de um pegmatito das proximidades do viaduto do Funil, a sul de Cachoeira do Campo, apresentam uma idade de 2022 Ma. De acordo com os autores, estes resultados marcam a fase final da remobilização (metamorfismo e fusão parcial) das rochas arqueanas do complexo metamórfico.

Finalmente, um zircão idiomórfico, oriundo de uma metagrauvaca (*sic*) da Formação Sabará (Grupo Piracicaba, Supergrupo Minas), mas sem evidências de transporte sedimentar, tem uma idade U/Pb de 2125 ± 4 Ma. Desta mesma amostra, um segundo tipo de zircão, já apresentando evidências de algum transporte sedimentar, tem uma idade U/Pb de 2092 Ma. Para Machado *et al.* (1989b), estes resultados indicam que a idade de sedimentação das grauvacas da Formação Sabará é igual ou inferior a 2125 ± 4 Ma.

5.2 - A INTERPRETAÇÃO GEOCRONOLÓGICA DO CRATON DO SÃO FRANCISCO MERIDIONAL.

O modelo geotectônico atual, acerca da evolução geocronológica do fragmento meridional do Craton do São Francisco, no decorrer do Arqueano e Proterozóico, está fundamentado nos resultados isotópicos Rb/Sr, conforme apresentados, discutidos e interpretados por Teixeira (1982; 1985). De acordo com este modelo, o segmento cratônico em discussão caracteriza-se, essencialmente, por um domínio do Arqueano e outro retrabalhado ao Proterozóico Inferior (Figura 5.2).

O domínio Arqueano encontra-se preservado na porção mais ocidental do domínio cratônico. Este domínio apresenta idades isocrônicas Rb/Sr entre 2,9 - 2,7 Ga, com baixas razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86} , situadas predominantemente entre 0,701 - 0,702 (ver Tabela 5.1).

O domínio do Proterozóico Inferior está situado na margem E/SE do

domínio Arqueano, e constituiria o Cinturão Mineiro (Teixeira 1985). Este cinturão incluiria a região do Quadrilátero Ferrífero e a área investigada nesta tese. No domínio deste cinturão, os sistemas isotópicos Rb/Sr fornecem idades isocrônicas mais jovens, entre 2,2 - 1,8 Ga, com razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86} elevadas, entre 0,706 - 0,744 (ver Tabela 5.1).

A evolução geológica proposta para este cinturão supõe o retrabalhamento crustal da porção oriental da crosta arqueana primitiva, no decorrer do Proterozóico Inferior (Teixeira 1982; 1985). Esta evolução ensiálica culminaria, ao término do Ciclo Transamazônico, com a adição de materiais juvenis, posicionados preferencialmente sobre o antepaís Arqueano, próximo às margens deste cinturão (e.g. Granito Porto

Mendes e diques máficos).

Dados posteriores (Teixeira *et al.* 1987a; b; Teixeira & Figueiredo 1991) tem ratificado a existência deste cinturão e sua natureza ensialica, agora contando com parâmetros de Pb além de razões isotópicas Sr^{87}/Sr^{86} adicionais.

5.3 - GEOCRONOLOGIA DO COMPLEXO METAMÓRFICO BONFIM SETENTRIONAL: RESULTADOS OBTIDOS.

Conforme foi discutido no Capítulo 1, item 1.5.5, o programa geocronológico empreendido no Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional fundamentou-se numa litoestratigrafia prévia, levantada através de um mapeamento geológico na escala 1:25.000 (Anexo 1.2) e devidamente suportada por estudos petrográficos e geoquímicos.

Particularmente, neste aspecto, reside a característica distintiva dos resultados que serão apresentados a seguir. No contexto geral do Quadrilátero Ferrífero e também do Craton do São Francisco Meridional, a grande maioria dos resultados geocronológicos disponíveis carecem de um controle litoestratigráfico seguro, face aos trabalhos terem sido essencialmente de reconhecimento. Além disto, uma grande parte destes resultados foram obtidos por um ou, no máximo, dois métodos geocronológicos conjugados.

Portanto, se a primeira vista, o acervo geocronológico e o modelo geotectônico discutido no item anterior, poderiam simular um painel adiantado da evolução do Craton do São Francisco Meridional, muito ainda, da geologia-geocronologia básica, encontra-se por fazer. Isto torna-se patente, face a complexidade do quadro de datações decorrentes desta tese.

Neste sentido, para facilitar a leitura e ordenar a discussão, apresentar-se-á, primeiramente, todos os resultados geocronológicos obtidos^{5.3}, obedecendo à sequência litoestratigráfica estabelecida para o Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional. Esta apresentação será iniciada sempre com os resultados U/Pb (quando disponíveis), seguida pelos resultados Rb/Sr e K/Ar, respectivamente. Posteriormente, discutir-se-á o significado destes resultados integralmente, tendo em vista o contexto geológico regional.

5.3 - Exceto para os Diabásios Santa Cruz, que não foram analisados (ver discussão no item 5.3.8).

5.3.1 - GEOCRONOLOGIA DOS GNAISSES ALBERTO FLORES.

Conforme discutido no Capítulo 1 (item 1.5.5 e seguintes), as análises químicas e geocronológicas gerais das unidades litoestratigráficas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional foram processadas, predominantemente, a partir das amostras coletadas nos seus locais tipos. No caso do Ponto DJ8 (Anexo 1.1), local tipo dos Gnaisses Alberto Flores, foi possível obter resultados geocronológicos U/Pb a partir de zircões e Rb/Sr em rocha total.

As amostras deste afloramento, contudo, não revelaram conteúdos mínimos de biotita necessários para a metodologia K/Ar. Estes gnaisses, por outro lado, não dispõem de hornblenda. Assim, conforme será discutido no item 5.3.1.3, utilizou-se de amostras de biotitas provenientes de afloramento correlato ao local tipo, para a obtenção da idade aparente K/Ar dos Gnaisses Alberto Flores.

5.3.1.1 - GEOCRONOLOGIA U/Pb EM ZIRCÕES.

A partir de uma quantidade inicial, superior a 20 quilos de amostras dos Gnaisses Alberto Flores, coletadas no Ponto DJ8 (Anexo 1.1), foi possível extrair, da fração magnética FF-M0°, alguns cristais prismáticos de zircão. Estes cristais são de boa qualidade, sem fraturas e inclusões, mostrando núcleos incolor e sobrecrecimentos rosa-pálido.

De cada um destes cristais de zircão, separou-se manualmente o sobrecrecimento do seu núcleo (Fotomicrografias 1.1-C e 1.1-D). Cada uma destas frações foi analisada separadamente.

Um destes sobrecrecimentos (amostra DJ8/1-1-Z; Figura 5.3), que sofreu abrasão por 33 horas (Tabela 5.3), apresentou, após os procedimentos analíticos, uma idade U^{238}/Pb^{206} concordante de 2.772 ± 6 Ma.

O seu núcleo (amostra DJ8/1-3-Z; Tabela 5.3), submetido à 30 horas abrasão (Fotomicrografia 1.1-E), revelou uma idade Pb^{207}/Pb^{206} de 2.920 Ma, 1,1% discordante (Figura 5.3). Uma discórdia entre estas duas análises alcança a Concórdia, num intercepto superior, com idade da ordem de 3280 Ma (Figura 5.3).

Assim, estas idades U/Pb indicam, pelo menos, dois eventos de

crescimento de zircões nos Gnaisses Alberto Flores. Aquele mais antigo, caracterizado a partir do núcleo do monocristal de zircão, tem uma idade mínima de 2,92 Ga, mas contém um componente herdado com idade da ordem 3,28 Ga. O evento de cristalização mais jovem ocorreu há $2,772 \pm 6$ Ma atrás, conforme pode ser deduzido a partir da idade do seu sobrecrecimento.

5.3.1.2 - GEOCRONOLOGIA Rb/Sr EM ROCHA TOTAL.

As amostras dos Gnaisses Alberto Flores selecionadas para geocronologia Rb/Sr em rocha total forneceram uma idade isocrônica de 2219 ± 80 Ma que tem uma razão $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ inicial de $0,707 \pm 0,001$ (Figura 5.4; Tabela 5.4).

Esta isócrona de seis pontos apresenta um coeficiente de correlação da ordem de 0,9965 e um valor de MSWD igual a 2,13, sendo menor que o nível de

Tabela 5.3 - Resultados analíticos U/Pb de rochas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional.

Amostras			Concentrações							Razões Atômicas					Idades		
Número	Min.	Qq	Frações	Tam.	Abras.	Massa	U	Pb rad.	Pb com.	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb(8)	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb(9)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U(9)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U(9)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb(9)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb
(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(ppm)	(ppm)	(7)								
Gnaisses Alberto Flores																	
DJ8/1-1	Z	1	M0	<100	33,0	0,001	87	52	14	274	0,1049	0,5372	14,311	0,19321	2772	2771	2770
DJ8/1-3	Z	1	M0	<100	30,0	0,003	70	48	20	446	0,2039	0,5650	16,508	0,21189	2897	2709	2920
Tonalitos Samambaia																	
NL7/1	Z	1	M0	<100	21,0	0,002	154	94	8	1390	0,1221	0,5372	14,392	0,19429	2772	2776	2779
NL7/2	Z	4	NM0	<100	62,0	0,001	617	365	15	1771	0,1183	0,5246	14,006	0,19363	2719	2750	2773
MN10/1	Z	1	NM0	<100	29,0	0,001	492	291	11	1454	0,9800	0,5324	14,254	0,19405	2752	2766	2777
MN10/3	Z	6	NM0	<100	29,0	0,002	305	182	7	2633	0,1131	0,5317	14,237	0,19419	2749	2766	2778
NL7/3	T	40	FI	100-200	2,5	0,204	141	87	545	1765	0,1559	0,5296	14,166	0,19399	2740	2761	2776
MN10/4	T	40	FI	100-200	2,5	0,218	229	157	1090	1547	0,3036	0,5337	14,258	0,19377	2757	2767	2774
Granitos Brumadinho																	
DJ8/12-1	Z	5	M0	<100	33,0	0,002	49	27	21	169	0,1348	0,4964	12,363	0,18062	2599	2632	2659
DJ8/12-2	Z	4	M3	<100	30,0	0,005	300	150	33	1256	0,1765	0,4323	10,274	0,17235	2316	2460	2581
DJ8/12-3	Z	2	M1	<100	23,0	0,005	128	89	32	656	0,4143	0,5021	12,733	0,18393	2623	2660	2689

1 - Minerais (Z - Zircão, T - Titanita); 2 - Quantidade de grãos analisados; 3 - Frações magnéticas: NM/M - Não magnética/Magnética para determinados graus de inclinação do separador magnético isodinâmico Frantz (e.g. calibrado para 1,8 Ampères e 0° de mergulho), FI - calibração do Frantz de 0,7 a 1,0 Ampères para 10° de mergulho. 4 - Tamanho dos grãos em micra. 5 - Tempo médio de abrasão em horas; 6 - Massa da amostra em miligramas. 7 - Pb comum total (picogramas) corrigido para Pb comum no spike. 8 - Razões medidas e corrigidas por fracionamento. 9 - Razões corrigidas por spike, fracionamento, "branco" e Pb comum inicial.

corte (2 sigma) de 2,45. Esta idade e a elevada razão Sr^{87}/Sr^{86} inicial de 0,707 indicam que, no decorrer do Proterozóico Inferior, o sistema Rb/Sr dos Gnaisses Alberto Flores foi objeto de um reequilíbrio isotópico.

5.3.1.3 - GEOCRONOLOGIA K/Ar EM BIOTITAS.

Como mencionado anteriormente, os Gnaisses Alberto Flores, encontrados no seu local tipo (Ponto DJ8; Anexo 1.1), são rochas pobres em biotita e destituídas de hornblendas. Além disto, a biotita encontra-se freqüentemente cloritizada. Esta feição, aliás, ocorre generalizadamente por todas unidades do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional, com exceção apenas de alguns afloramentos dos Tonalitos Samambaia que ainda têm biotitas não transformadas, além de hornblendas.

O único concentrado de biotita desta unidade gnáissica, que reuniu condições adequadas para análise K/Ar, foi obtido a partir do Ponto IL5 (Anexo 1.1). Este concentrado forneceu uma idade aparente K/Ar de 536 ± 12 (Tabela 5.5). Esta única idade K/Ar, obtida no âmbito dos Gnaisses Alberto Flores é, por outro lado, a

idade mais jovem de todo o Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional.

Tabela 5.4 - Resultados Rb/Sr das unidades félsicas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional.

Fig. e N° de Ordem	Amostra	Número de Laboratório	Tipo Petrográfico	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
Gnaisses Alberto Flores							
5.4/2	DJ8/B	11026	Gnaisse	90,0	349,0	0,748	0,731650
5.4/3	DJ8/1	11027	Gnaisse	106,3	348,3	0,866	0,734390
5.4/4	DJ8/2	11028	Gnaisse	114,6	333,7	0,997	0,737790
5.4/5	DJ8/3	11029	Gnaisse	160,0	306,3	1,519	0,758150
5.4/1	DJ8/5	11030	Gnaisse	100,7	441,7	0,661	0,728610
5.4/6	DJ8/7	11031	Gnaisse	161,3	247,3	1,899	0,766470
Gnaisses Souza Noschese							
5.5/1	AJ6/3	11037	Gnaisse	226,3	61,7	11,137	1,206210
5.5/3	AJ6/6	11155	Gnaisse	254,5	50,4	15,491	1,316290
5.5/4	AJ6/8	11039	Gnaisse	221,9	39,4	17,263	1,307100
5.5/5	AJ6/9	11040	Gnaisse	248,0	38,0	20,098	1,357130
5.5/2	AJ6/10	11041	Gnaisse	224,0	52,0	13,149	1,262590
Tonalitos Samambaia							
5.7/1	MN10/B	11164	Tonalito	58,8	327,0	0,521	0,723210
5.7/4	MN10/C	11165	Tonalito	85,0	330,0	0,747	0,723900
5.7/2	MN10/F	11166	Tonalito	64,0	333,0	0,557	0,723840
5.7/3	MN10/H	11161	Tonalito	73,0	325,0	0,651	0,723320
5.7/6	NL7/C	11162	Tonalito	113,5	206,9	1,592	0,737740
5.7/5	NL7/F	11163	Tonalito	99,0	261,0	1,101	0,734050
Granitos Brumadinho							
5.9/1	DJ8/12	11156	Granito	157,0	304,7	1,500	0,763840
5.9/2	DJ8/12-A	11159	Granito	173,3	284,0	1,776	0,763290
5.9/3	DJ8/15	11157	Granito	160,2	233,9	1,994	0,768690
5.9/4	DJ8/18	11158	Granito	158,3	216,1	2,134	0,772140
5.9/5	DJ8/20	11160	Granito	171,6	217,1	2,302	0,771080

Assim sendo, acredita-se que esta idade seja reflexo de uma perda parcial de Argônio, mas a razão disto não está totalmente compreendida, mesmo porque, as biotitas dos Tonalitos Samambaia são mais antigas (item 5.3.4.3).

Tabela 5.5 - Resultados K/Ar das unidades litoestratigráficas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional.

Amostra	Número de Laboratório	Tipo Petrográfico	Material Analisado	K (%)	^{40}Ar atm (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ ($\times 10^{-6}$) (ccSTP/g)	Idade (Ma)
Gnaisses Alberto Flores							
IL5	6705	Gnaisse	Biotita	7,5042	9,35	182,05	536 $\pm$ 12
Anfibolitos Paraopeba							
AK7	6729	Anfibolito	Hornblenda	0,4783	7,81	77,11	2157 $\pm$ 80
BN2	6733	Anfibolito	Hornblenda	0,5128	10,68	74,16	2022 $\pm$ 72
CL7	6731	Anfibolito	Hornblenda	0,5165	8,64	77,65	2067 $\pm$ 34
CN5/1	6732	Anfibolito	Hornblenda	0,6998	6,43	97,09	1972 $\pm$ 73
EK9	6727	Anfibolito	Hornblenda	0,5887	6,77	79,03	1930 $\pm$ 31
FN1	6728	Anfibolito	hornblenda	0,4612	7,88	65,12	1991 $\pm$ 46
Tonalitos Samambaia							
ML8/J	6708	Tonalito	Biotita	7,1903	3,71	347,25	949 $\pm$ 62
MM6/A	6709	Tonalito	Biotita	6,6737	8,43	259,97	798 $\pm$ 30
MN10/A	6710	Tonalito	Biotita	7,2271	2,53	351,28	950 $\pm$ 19
MN10/J	6718	Tonalito	Biotita	7,3310	6,26	338,43	913 $\pm$ 23
MN10/2	6726	Tonalito	Biotita	7,0063	1,92	379,42	1034 $\pm$ 42
NK6/1	6719	Tonalito	Biotita	7,1149	22,21	243,52	719 $\pm$ 41
NK6/2	6720	Tonalito	Biotita	7,1741	5,09	244,10	715 $\pm$ 36
NL7	6707	Tonalito	Biotita	7,2570	29,76	462,15	1166 $\pm$ 31
Anfibolitos Candelas							
MM6/B	6734	Anfibolito	Hornblenda	0,3240	12,27	35,74	1707 $\pm$ 64
Granitos Brumadinho							
BL4/3	6706	Granito	Biotita	6,2820	2,45	367,34	1095 $\pm$ 31
DJ1	6704	Granito	Biotita	6,1017	2,58	202,51	701 $\pm$ 39
Metadiabásios Conceição de Itaguá							
KL11	6730	Metadiabásio	Hornblenda	0,4131	39,80	21,59	1006 $\pm$ 43

5.3.2 - GEOCRONOLOGIA K/Ar DOS ANFIBOLITOS PARAPEBA.

Seis concentrados de hornblendas de amostras dos Anfibolitos Paraopeba foram preparadas para determinações geocronológicas segundo o método K/Ar.

Os resultados K/Ar, obtidos a partir destes concentrados, estão listados na Tabela 5.5 e variam de 2157 a 1930 Ma. A média destes valores situa-se à volta de 2,05 Ga. Estes resultados correspondem seguramente à última perda significativa de Argônio do sistema K/Ar das hornblendas.

5.3.3 - GEOCRONOLOGIA DOS GNAISSES SOUZA NOSCHESSE.

No decorrer da execução deste programa geocronológico, não foi possível obter zircões adequados à metodologia U/Pb utilizada, a partir dos Gnaisses Souza Noschese. Embora o estudo petrográfico destes gnaisses não tenha revelado qualquer indício de alteração secundária significativa, os seus zircões são esbranquiçados, leitosos e muito magnéticos.

Este tipo de zircão, contudo, não é característico apenas dos Gnaisses Souza Noschese. Zircões com o mesmo aspecto têm sido identificados em outras unidades do complexo metamórfico da região do Quadrilátero Ferrífero (N. Machado; C.M. Noce; comunicação pessoal).

Portanto, a idade U/Pb destes gnaisses é uma questão em aberto. No contexto geológico da região investigada nesta tese, isto não constitui um fato crucial, já que o posicionamento litoestratigráfico desta unidade está equacionado através das relações litoestratigráficas gerais.

Adicionalmente, estas rochas são pobres em biotita e este mineral, quando presente, encontra-se geralmente cloritizado. Assim sendo, os seus concentrados de biotita também revelaram-se inadequados à geocronologia K/Ar. Outrossim, restou-lhes, somente, a metodologia Rb/Sr em rocha total.

5.3.3.1 - GEOCRONOLOGIA Rb/Sr EM ROCHA TOTAL.

As amostras coletadas no Ponto AJ6, local tipo dos Gnaisses Souza Noschese (Anexo 1.1), foram preparadas para a metodologia Rb/Sr em rocha total. Os resultados analíticos e razões isotópicas estão listados na Tabela 5.4.

Estas razões, entretanto, forneceram uma idade de 1295 ± 80 Ma (Figura 5.5). A errócrona (no sentido de Kawashita *et al.* 1990), com 5 pontos, mostra uma razão inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ anômala, da ordem de $1,006 \pm 0,017$ e um MSWD da or-

dem de 7,94. O coeficiente de correlação desta errócrona é de 0,9614 e o seu nível de corte é igual a 2,68.

Este resultado está indicando, a princípio, que o sistema Rb/Sr dos Gnaisses Souza Noschese foi submetido a algum tipo de reequilíbrio isotópico incompleto no decorrer do Proterozóico Médio.

5.3.4 - GEOCRONOLOGIA DOS TONALITOS SAMAMBAIA.

Estas rochas responderam sobremaneira às metodologias geocronológicas aplicadas. Os seus zircões são de boa qualidade, a titanita é um mineral acessório muito frequente e, além disto, elas têm uma porcentagem muito elevada de biotita, geralmente pouco cloritizada.

Deste modo foi possível analisar alguns concentrados minerais (U/Pb em zircões e titanita, K/Ar em biotitas) além de Rb/Sr em rocha total. As amostras analisadas são provenientes do local tipo desta unidade (Ponto MN10; Anexo 1.1) e de

suas vizinhanças (Pontos ML8, MM6, NK6 e NL7; Anexo 1.1).

5.3.4.1 - GEOCRONOLOGIA U/Pb EM ZIRCÕES E TITANITAS.

Produziu-se, a partir dos Tonalitos Samambaia, um excelente concentrado de zircão, com cristais prismáticos de boa qualidade, oriundos das frações FF-M0° e FF-NM0°.

Um monocristal de zircão castanho, proveniente da fração FF-M0° (análise NL7/1-Z), dos tonalitos do Ponto NL7 (Anexo 1.1), que sofreu abrasão por 21 horas (Tabela 5.3), forneceu uma idade concordante Pb^{207}/Pb^{206} de 2779 ± 3 Ma (Figura 5.6).

Outros quatro cristais de zircão castanho da mesma amostra, mas provenientes da fração FF-NM0° (análise NL7/2-Z), com 62 horas de abrasão (Tabela 5.3)

têm uma idade Pb^{207}/Pb^{206} da ordem de 2773 Ma, 2% discordante (Figura 5.6).

Um monocrystal de zircão rosa pálido, proveniente da fração FF-NM0° (análise MN10/1-Z) dos Tonalitos Samambaia do Ponto MN10 (Anexo 1.1), que sofreu abrasão por 29 horas (Tabela 5.3), mostrou uma idade Pb^{207}/Pb^{206} da ordem de 2777 Ma, 0,9 % discordante (Figura 5.6).

Um conjunto de outros seis cristais de zircão rosa pálido da mesma amostra e fração (análise MN10/3-Z), com 29 horas de abrasão (Tabela 5.3), apresentaram uma idade Pb^{207}/Pb^{206} da ordem de 2778 Ma, 1,0 % discordante (Figura 5.6).

Estas quatro análises definem uma discórdia para os Tonalitos Samambaia, com um intercepto superior na Concórdia, à volta de $2780 \pm 3/-2$ Ma (Figura 5.6) e um intercepto inferior a volta de 514 Ma. Tal discórdia tem uma probabilidade de ajuste ("fit") da ordem de 44 %. A idade fornecida por esta discórdia é interpretada como a melhor estimativa para a época da cristalização ígnea dos tonalitos.

Em adição, quarenta fragmentos de titanita marrom, provenientes da fração FI (análise NL7/3-T), oriunda dos tonalitos do Ponto NL7 (Anexo 1.1), que sofreram uma abrasão por 2,5 horas (Tabela 5.3), forneceram uma idade Pb^{207}/Pb^{206} da ordem de 2776 Ma, 1,3 % discordante em relação à concórdia (Figura 5.6).

Outros quarenta fragmentos de titanita marrom, com 2,5 horas de abrasão (Tabela 5.3), também provenientes da fração FI (análise MN10/4-T), mas relativos aos tonalitos do ponto MN10 (Anexo 1.1), têm uma idade Pb^{207}/Pb^{206} de 2774 ± 6 Ma, 0,61% discordante (Figura 5.6).

Estas duas idades U/Pb em titanitas, concordantes entre si, confirmam a idade arqueana dos Tonalitos Samambaia e revelam a inexistência de eventos tectono-termais de alto grau (fácies anfibolito) posteriores à cristalização ígnea destas rochas. Esta inferência, por conseguinte, pode ser estendida para o Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional na área investigada, em virtude de suas relações litoestratigráficas gerais.

5.3.4.2 - GEOCRONOLOGIA Rb/Sr EM ROCHA TOTAL.

As análises geocronológicas Rb/Sr em rocha total dos Tonalitos Sa-

mambaia foram efetuadas a partir das amostras coletadas nos Pontos MN10 e NL7 (Anexo 1.1). Os resultados estão listados na Tabela 5.4.

Uma errócrona Rb/Sr com 6 pontos (Figura 5.7) tem uma idade de 1188 ± 46 Ma. A sua razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} é elevada, da ordem de $0,713 \pm 0,0005$ e o seu coeficiente de correlação tem um valor de 0,9703. O nível de corte (2 sigma) é de 2,45 mas o seu MSWD alcança 24,93.

Estes valores estão indicando, a princípio, que os Tonalitos Samambaia tiveram o seu sistema isotópico Rb/Sr reequilibrado de maneira incompleta no decorrer do Proterozóico Médio, a exemplo da situação observada nos Gnaisses Souza Nogueira.

5.3.4.3 - GEOCRONOLOGIA K/Ar EM BIOTITAS.

Os Tonalitos Samambaia são rochas ricas em biotitas, geralmente não cloritizadas. Concentrados de biotita, a partir das amostras coletadas no local tipo desta

unidade (Ponto MN10, Anexo 1.1) e outros pontos correlatos (ML8, MM6, NK6 e NL7), revelaram um conjunto de oito idades aparentes K/Ar variando de 1,1 a 0,7 Ga (Tabela 5.5), mas com uma concentração de idades aparentes (cinco) entre 1,1-0,9 Ga.

Estes valores, de certa forma, são coerentes com as idades Rb/Sr encontradas para os Gnaisses Souza Neschese, Tonalitos Samambaia e Granitos Brumadinho (ver item 5.3.6.2). Este conjunto de idades está registrando, a princípio, um evento tectôno-termal de baixo grau (condizentes com a fácies xisto verde), ocorrido nesta região no final do Proterozóico Médio. Sob estas condições, as biotitas teriam sofrido uma rehomogeneização isotópica no seu sistema K/Ar.

5.3.5 - GEOCRONOLOGIA DOS ANFIBOLITOS CANDEIAS.

Muito embora, os Anfibolitos Candeias tenham uma ampla distribuição pelo Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional, e sejam constituídos essencialmente por hornblendas, estas rochas não responderam adequadamente à metodologia K/Ar. De maneira geral as suas hornblendas estão agregadas ao plagioclásio, quartzo e/ou epidoto, ou transformadas para biotita e/ou clorita.

Mesmo reduzindo significativamente a granulometria das amostras, foi possível obter somente um concentrado relativamente puro de hornblenda. Assim, de todas as amostras britadas e peneiradas, provenientes dos Tonalitos Samambaia, somente aquela oriunda do Ponto MM6 (Anexo 1.1) foi analisada pelo método K/Ar.

A idade aparente K/Ar nesta hornblenda é da ordem de 1707 ± 64 (Tabela 5.5). Este valor é bastante inferior aos encontrados para as hornblendas dos Anfibolitos Paraopeba e deve ser encarado com cautela, face à natureza textural destas rochas e à característica do concentrado analisado.

Por outro lado, em virtude de suas características petrológicas gerais (fácies anfibolito) e do seu modo de ocorrência (diques nos Tonalitos Samambaia), a paragênese atual destes anfibolitos deve ter a mesma idade da paragênese dos Anfibolitos Paraopeba, para a qual encontrou-se idades aparentes K/Ar entre 2,1-1,9 Ga. Estas unidades, portanto, foram palco de uma perda significativa de Argônio no decorrer do Proterozóico Inferior.

5.3.6 - GEOCRONOLOGIA DOS GRANITOS BRUMADINHO.

Estes granitos responderam relativamente bem aos métodos geocronológicos empregados. Assim, foi possível analisar alguns concentrados minerais (U/Pb em zircões e K/Ar em biotitas), além de Rb/Sr em rocha total. Os resultados analíticos, referentes a cada uma destas metodologias, podem ser encontrados nas Tabelas 5.3, 5.4 e 5.5.

5.3.6.1 - GEOCRONOLOGIA U/Pb EM ZIRCÕES.

As idades U/Pb foram obtidas a partir do concentrado de zircão das amostras coletadas no dique de Granito Brumadinho do Ponto DJ8 (Anexo 1.1; Foto 3.2), situado no local tipo desta unidade do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional.

O concentrado de zircão destes granitos, revelou cristais límpidos e susceptíveis à metodologia U/Pb, conforme exposto no item 1.5.5.3. Os cristais prismáticos de melhor qualidade foram extraídos das frações FF-M0°, FF-M3 e FF-M1.

Uma análise (DJ8/12-1-Z) envolvendo cinco cristais de zircão rosa-acastanhado, da fração FF-M0°, com 33 horas de abrasão (Tabela 5.3), têm uma idade Pb^{207}/Pb^{206} da ordem de 2659 Ma, 3% discordante (Figura 5.8).

Dois cristais de zircão rosa-acastanhado da fração FF-M1° (análise DJ8/12-3-Z), que sofreram uma abrasão por 29 horas (Tabela 5.3), têm uma idade Pb^{207}/Pb^{206} da ordem de 2689 Ma, 3% discordante (Figura 5.8).

Outros quatro cristais de zircão rosa-acastanhado, proveniente da fração FF-M3° (análise DJ8/12-2-Z) dos Granitos Brumadinho, que sofreram abrasão por 30 horas (Tabela 5.3), têm uma idade Pb^{207}/Pb^{206} da ordem de 2581 Ma, 12% discordante (Figura 5.8).

Estas três frações analisadas definem uma discórdia, que tem um intercepto superior na Concórdia a volta de 2703 $\pm$ 24/-20 Ma e um intercepto inferior a cerca de 1152 Ma (Figura 5.8). Esta discórdia tem uma probabilidade de ajuste ("fit") da ordem de 12 %.

A idade fornecida por esta discórdia é interpretada como a melhor es-

timativa para a época da cristalização ígnea dos Granitos Brumadinho. Como estes granitos cortam a foliação de cisalhamento N/S dos Gnaisses Alberto Flores e, ao mesmo tempo, estão arqueados pela posterior retomada tectônica destas zonas de cisalhamento, este resultado U/Pb é muito significativo.

Assim, pelo seu modo de ocorrência, estes granitóides constituem um importante marcador cronoestratigráfico para a evolução da crosta continental, não só no âmbito Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional mas, provavelmente, de todo Craton do São Francisco Meridional.

5.3.6.2 - GEOCRONOLOGIA Rb/Sr EM ROCHA TOTAL.

A idade isocrônica Rb/Sr dos Granitos Brumadinho também foi obtida a partir das amostras coletadas no Ponto DJ8 (Anexo 1.1), local tipo desta unidade. Os resultados estão listados na Tabela 5.4.

Uma errócrona Rb/Sr com 5 pontos (Figura 5.9) para os Granitos Brumadinho, tem uma idade de 982 ± 91 Ma. A razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} é novamente elevada, da ordem de $0,741 \pm 0,002$. O nível de corte (2 sigma) é da ordem de 2,68 e o seu MSWD é de 10,30. O coeficiente de correlação tem um valor de 0,9012.

A princípio, estes valores estão indicando que os Granitos Brumadinho também tiveram, no decorrer do Proterozóico Médio, um reequilíbrio isotópico incompleto no seu sistema Rb/Sr, à semelhança daquele constatado para os Gnaisses Souza Nogueira e Tonalitos Samambaia.

5.3.6.3 - GEOCRONOLOGIA K/Ar EM BIOTITAS.

Os Granitos Brumadinho repetiram a mesma situação apresentada pelos Gnaisses Alberto Flores em relação à quantidade e qualidade de suas biotitas no seu local tipo (Ponto DJ8; Anexo 1.1). Além a pequena quantidade, estas biotitas estão muito cloritizadas. Assim sendo, optou-se por concentrados de biotita de pontos correlatos ao seu local tipo.

Assim, um concentrado de biotita das amostras coletadas no Ponto BL4 (Anexo 1.1), revelou uma idade aparente K/Ar da ordem de 1095 ± 31 (Tabela 5.5). Outro concentrado de biotita, das amostras do ponto DJ1 (Anexo 1.1), tem uma idade K/Ar de 701 ± 39 Ma (Tabela 5.5).

Estas idades aparentes são semelhantes às aquelas encontradas, por este método, para as biotitas dos Tonalitos Samambaia. Do mesmo modo, sugerem ser indicativas de um evento tectôno-termal de baixo grau, que vem sendo sistematicamente revelado pelos sistemas Rb/Sr e K/Ar dos Gnaisses Souza Noschese, Tonalitos Samambaia e Metadiabásios Conceição de Itaguá (item 5.3.7), no Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional.

5.3.7 - GEOCRONOLOGIA DOS METADIABÁSIOS CONCEIÇÃO DE ITAGUÁ.

Por possuírem um metamorfismo de baixo grau, a hornblenda nestes metadiabásios é muito rara e de natureza primária. Deste modo, estas rochas não puderam responder, adequadamente, ao programa geocronológico traçado nesta tese. Outrossim, foi possível obter somente um concentrado mineral de hornblenda, a partir das amostras do ponto KL11 (Anexo 1.1). A idade aparente K/Ar encontrada é da ordem de 1006 ± 43 Ma (Tabela 5.5).

Este valor coaduna-se com aqueles encontrados nos sistemas Rb/Sr e K/Ar dos Gnaisses Souza Noschese, Tonalitos Samambaia e Granitos Brumadinho. Repetindo-se, portanto, mais uma vez, a indicação de um evento tectôno-termal (de baixo grau) ocorrido na região considerada, ao final do Proterozóico Médio.

De outra parte, uma idade U/Pb de 906 ± 2 Ma, obtida a partir de duas frações de badeleíta e uma de zircão, foi encontrada por Machado *et al.* (1989c), para uma rocha básica da região de Pedro Lessa, no âmbito da Serra do Espinhaço Meridional. Tal resultado confirma a existência de um magmatismo fissural básico, nos primórdios do Proterozóico Superior, no âmbito da porção meridional do Craton do São Francisco.

Infelizmente, porém, não existe qualquer descrição petrográfica e/ou geoquímica a respeito da rocha analisada para eventuais comparações com rochas similares do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional. No entanto, de acordo com algumas informações verbais de colegas do Instituto de Geociências da Universidade Federal de

Minas Gerais, que trabalham no Espinhaço Merdional (e.g. Luiz Guilherme Knauer), este metabasito de Pedro Lessa dispõe das mesmas características petrográficas dos Metadiabásios Conceição de Itaguá.

5.3.8 - GEOCRONOLOGIA DOS DIABÁSIOS SANTA CRUZ.

Em função de sua composição mineralógica (diabásio com plagioclásio saussuritizado, sem anfibólio e/ou biotita), as rochas desta unidade não foram analisadas no decorrer do programa geocronológico empreendido nesta tese.

Portanto, a sua idade, no âmbito do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional, permanece desconhecida. Entretanto, Schorscher (1988; 1992), admite que estas rochas estão relacionadas ao Proterozóico Médio.

Em adição, uma série de resultados K/Ar (22), obtidos em rochas intrusivas que ocorrem na vizinha região de Pará de Minas, situada a NW da área investigada nesta tese e petrograficamente semelhantes aos Diabásios Santa Cruz, foi apresentada por Teixeira *et al.* (1988). Estes resultados, obtidos através de diferentes frações (rocha total, concentrados de plagioclásio e/ou minerais máficos), configuram um padrão de idades aparentes K/Ar variando de 1,0 - 0,6 Ga.

5.4 - DISCUSSÃO INTEGRADA DOS RESULTADOS GEOCRONOLÓGICOS OBTIDOS NO COMPLEXO METAMÓRFICO BONFIM SETENTRIONAL.

De acordo com os resultados U/Pb em zircões, as principais unidades quartzo feldspáticas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional (Gnaisses Alberto Flores, Tonalitos Samambaia e Granitos Brumadinho) têm uma evolução essencialmente arqueana.

O principal evento de recristalização metamórfica e/ou cristalização ígnea deste complexo, de comum acordo com os resultados U/Pb e características petrográficas gerais (e.g. texturas ígneas preservadas nos Tonalitos Samambaia, etc.), teve lugar no Arqueano Superior a volta de 2,78 Ga. Este evento tectôno-termal, aqui desig-

nado informalmente de Rio das Velhas^{5.4}, ocorreu, sem dúvida, numa fácies metamórfica de grau elevado, de anfibolito para cima, haja visto os resultados U/Pb em titanitas.

Isto porque, embora não seja conhecida com exatidão, a temperatura de formação da titanita e/ou do seu fechamento para o sistema U/Pb, é necessário alcançar, no mínimo, as condições da fácies anfibolito para remobilizar o seu sistema U/Pb^{5.5}. Isto implicaria em temperaturas da ordem de 400 - 600°C, inferiores, no entanto, à temperatura da monazita (cerca de 700°C) e certamente à do zircão (> 800°C). Pelo menos, isso é o que tem sido mostrado pelo comportamento das titanitas, em relação ao sistema U/Pb, a partir do estudo de outros terrenos metamórficos (Tucker *et al.* 1986; Machado *et al.* 1989a; Machado *et al.* 1991b; Machado 1992, comunicação escrita).

Aliás, condições metamórficas de alto grau têm sido reportadas por Gomes (1986) no vizinho Complexo Metamórfico Bação (Figura 2.1). Este autor encontrou temperaturas de até 700°C e pressões de 6-7 Kbar, para algumas paragêneses metamórficas dos gnaisses daquele complexo (e.g. granada + biotita + cordierita + silimanita + anfibólio + plagioclásio rico em An). Além disto, estas paragêneses metamórficas são muito contrastantes com as paragêneses gerais das seqüências supracrustais envolvidas, que são, essencialmente, da fácies xisto verde.

Para Gomes (1986) estas paragêneses de alto grau, associadas à migmatização generalizada Complexo Metamórfico Bação, teriam, inclusive, um significado cronoestratigráfico. Isto implicaria na antecendência crustal, de pelo menos parte deste complexo em relação ao Supergrupo Rio das Velhas, onde tais características são inexistentes.

Ainda na opinião de Gomes (1986), os reequilíbrios minerais posterior-

5.4 - Este evento tem sido referido, na literatura geológica do Quadrilátero Ferrífero, como Orogenia Rio das Velhas (e.g. Ladeira & Roeser 1983). A ele tem sido atribuído uma idade de 2,7 Ga, entretanto, com os novos resultados geocronológicos U/Pb, obtidos no Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional, é possível estimar a sua idade e natureza com maior precisão.

5.5 - Neste caso é possível supor que os Anfibolitos Paraopeba já faziam parte do fragmento crustal nesta época. Por outro lado, é muito provável que Anfibolitos Candeias tenham sido gerados no decorrer deste evento. Portanto, as idades K/Ar destas suítes, relativas ao Proterozóico Inferior e/ou início do Proterozóico Médio, documentam o reequilíbrio mineral numa condição retrometamórfica, como aliás pode ser deduzido rapidamente de suas paragêneses minerais. As suas hornblendas estão freqüentemente transformadas em biotitas e, estas, por cloritas, principalmente ao longo das zonas de cisalhamento.

res, impressos nas rochas do Complexo Metamórfico Bação, são resultados de processos diaforéticos sobre as paragêneses de alto grau. É o caso, por exemplo, da sagenitização e cloritização parcial das biotitas, pinitização das cordieritas e saussuritização dos plagioclásios.

Tudo isto está muito claro no Ponto DJ8 (Anexo 1.1), onde foram coletadas as amostras dos Gnaisses Alberto Flores e Granitos Brumadinho, para análises geocronológicas gerais. Ali, os diques dos Granitos Brumadinho, que truncam a foliação milonítica arqueana (Foto 3.2), encontram-se arqueados, com planos conjugados de fratura e filmes delgados de clorita e/ou epidoto. Estes filmes, por outro lado, também são encontrados na encaixante, os Gnaisses Alberto Flores.

Estas características indicam, por sua vez, que no decorrer deste evento tectônico de retomada das zonas de cisalhamento arqueanas, as condições metamórficas gerais eram relativamente frias, condizentes com a fácies xisto verde. Neste ponto, o conjunto de idades U/Pb (Tabela 5.3, Figuras 5.3, 5.6, 5.8), obtido a partir das unidades litoestratigráficas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional, está plenamente de acordo com o seu contexto geológico. Por isto, alguns equilíbrios isotópicos, gerados sob condições de alto grau metamórfico no Arqueano (e.g. U/Pb em titanitas e zircões), preservaram-se durante o Proterozóico.

Porém, o sistema isotópico Rb/Sr, em contraposição ao sistema U/Pb, está refletindo um "forte" desequilíbrio isotópico pós-Arqueano no Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional (Figuras 5.4, 5.5, 5.7, 5.9 e Tabela 5.4). Neste sentido, a situação encontrada entre os Gnaisses Alberto Flores e os Granitos Brumadinho, do Ponto DJ8 (Anexo 1.1), retratam uma situação impar (Foto 3.2) que ilustra a complexidade da evolução isotópica das unidades litoestratigráficas. Senão vejamos:

De acordo com as idades U/Pb em zircão, os Granitos Brumadinho são apenas 0,08 Ga mais jovens que as suas encaixantes (Figuras 5.3 e 5.8). Todavia, a idade isocrônica Rb/Sr dos Gnaisses Alberto Flores é 1,2 Ga mais antiga que a idade isocrônica Rb/Sr dos Granitos Brumadinho (Figuras 5.4 e 5.9). Além disto, exceto no caso dos Gnaisses Alberto Flores que apresentam uma idade Rb/Sr de 2,2 Ga (Figura 5.4), as demais unidades quartzo feldspáticas revelaram idades Rb/Sr muito mais jovens, situadas entre 1,3-1,0 Ga (Figuras 5.5, 5.7 e 5.9). Por sua vez, as razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86} das isócronas destas unidades são muito elevadas, variando de 0,707 nos Gnaisses Alberto Flores (Figura 5.4), até 1,0 nos Gnaisses Souza Noschese (Figura 5.5).

Para completar o quadro geocronológico geral do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional é necessário relembrar os resultados K/Ar, obtidos a partir das hornblendas. Os Anfibolitos Paraopeba (Tabela 5.5), por exemplo, revelam idades K/Ar mais antigas que as idades isocrônicas Rb/Sr dos Gnaisses Souza Noschese, Tonalitos Samambaia e Granitos Brumadinho (Figuras 5.5, 5.7 e 5.9). Uma situação mais crítica ainda, neste caso, é aquela revelada pelo confronto entre as idades Rb/Sr e K/Ar dos Tonalitos Samambaia e Anfibolitos Candeias. Estes anfibolitos, que ocorrem como diques nestes tonalitos, apresentam uma idade K/Ar muito superior à idade Rb/Sr de sua encaixante (Tabela 5.5 ; Figura 5.7).

Deste complexo panorama geológico-geocronológico, descortinado a partir do segmento crustal investigado nesta tese, surge, naturalmente, uma questão inevitável: Qual é o significado dos dois agrupamentos de idades proterozóicas Rb/Sr, no âmbito do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional e, conseqüentemente, das suas elevadas razões Sr^{87}/Sr^{86} iniciais?

Além disto, como explicar outras questões tais como:

- Se, tanto o dique de Granito Brumadinho quanto a sua encaixante (Foto 3.2) tivessem sido "retrabalhados" no Proterozóico Inferior, porque somente os Gnaisses Alberto Flores guardariam o registro deste retrabalhamento?

- Qual teria sido a natureza deste mecanismo de "retrabalhamento" crustal que imprimiu novas idades Rb/Sr, elevou as razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86} sem transformar, no entanto, as características ígneas gerais do corpo intrusivo (e.g. Granitos Brumadinho)?

- Do mesmo modo, porque somente os Gnaisses Alberto Flores, de todas as unidades quartzo feldspáticas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional, não apresentam idades do final do Proterozóico Médio, com razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86} elevadas?

- Porque as idades K/Ar dos Anfibolitos Paraopeba e Candeias (Tabela 5.4) são mais antigas que as idades Rb/Sr dos Gnaisses Souza Noschese, Tonalitos Samambaia e Granitos Brumadinho?

- Estariam, porventura, os sistemas Rb/Sr dos Granitos Brumadinho,

Gnaisses Souza Noschese e Tonalitos Samambaia refletindo um segundo "retrabalhamento" crustal? Neste caso, porque os Gnaisses Alberto Flores teriam sido preservados deste "retrabalhamento"?

As respostas à todas estas questões passam, necessariamente, por uma reavaliação do comportamento isotópico do sistema Rb/Sr na região e do conceito de retrabalhamento crustal, embutido no modelo evolutivo deste segmento cratônico. Este mecanismo de retrabalhamento crustal, conforme tem sido amplamente veiculado na literatura (*e.g.* Condie 1990b), incide na transformação de um protólito qualquer, oriundo de uma determinada classe, numa rocha derivada e pertinente a uma outra classificação genética. Ou seja:

Granitóides tornar-se-iam gnaisses, gnaisses fundir-se-iam gerando granitóides e/ou migmatitos ou, então, as paragêneses originais reequilibrar-se-iam de acordo com as condições termodinâmicas do novo grau metamórfico. Tudo isto seria refletido por uma mudança geral das razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86} do protólito, elevando-as, às vezes, consideravelmente. Os novos materiais rochosos teriam, portanto, a idade deste processo.

Todavia, se esta é a leitura correta de um processo de retrabalhamento crustal, as suas condições metamórficas deveriam ser, necessariamente, muito rigorosas, atingindo, pelo menos, a fácies anfibolito. Aí sim, poder-se-ia transformar geneticamente, a natureza de um protólito quartzo feldspático qualquer, para gerar gnaisses, granitóides, etc.

De acordo com os dados geológicos levantados a partir da região investigada nesta tese, ali não teve lugar um processo de retrabalhamento crustal desta monta. Caso contrário, deveriam existir na região alguns indícios geológicos inequívocos de condições metamórficas dinamotermiais mais rigorosas, para produção de novos materiais rochosos, decorrentes do retrabalhamento da infra-estrutura (*e.g.* uma granitização proterozóica generalizada).

No entanto, todas as evidências geológicas, levantadas a partir do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional, apontam somente para a retomada tectônica de suas estruturas arqueanas, num evento posterior. Portanto, foi sob estas condições que o sistema Rb/Sr foi reequilibrado isotopicamente.

Tal reequilíbrio, no entanto, está distribuído diferentemente pelos diversos sistemas rochosos do complexo. A prova disto é o grande contraste existente entre as idades e razões isotópicas Sr^{87}/Sr^{86} encontradas entre os Gnaisses Alberto Flores e as demais unidades félsicas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional^{5.6}. Não fosse assim, todos os seus sistemas isotópicos deveriam estar homogeneizados de acordo com o último evento significativo e, se re-homogeneizados *a posteriori*, deveriam guardar as mesmas idades e/ou razões isotópicas, compatíveis com os novos processos corridos.

Porém, esta não é a situação que emana do panorama Rb/Sr traçado a partir da região investigada nesta tese. Ali, não se aplica a interpretação corriqueira a acerca do significado geológico das idades isocrônicas Rb/Sr, e das indicações petrográficas de suas razões Sr^{87}/Sr^{86} iniciais^{5.7}. Assim sendo, quais teriam sido os mecanismos responsáveis por este comportamento do sistema isotópico Rb/Sr?

Conforme tem sido mostrado recentemente na literatura (e.g. Bridgwater *et al.* 1989; Schaltegger 1990; Asmerom *et al.* 1991; Barton & van Reenen 1992) o sistema Rb/Sr pode ser variavelmente reequilibrado em variadas situações geológicas. Estas situações cobrem, por exemplo, desde processos metamórficos de alto grau (onde normalmente todos os sistemas são afetados), até as alterações deutéricas, passando por metamorfismo da fácies xisto verde e hidrotermalismo de baixa temperatura.

Embora as razões destas perturbações isotópicas permaneçam até certo ponto enigmáticas (Asmerom *et al.* 1991), a mineralogia e composição química do sistema rochoso tem, aparentemente, governado o reequilíbrio isotópico (Max & Sonet 1979; Beakhouse *et al.* 1988; Schaltegger 1990).

Nos processos metamórficos de baixo grau e/ou hidrotermais, por exemplo, a perturbação do sistema Rb/Sr está relacionada à transformação dos minerais primários de K (e.g. K-feldspatos, biotita) para fengita e fluidos silicáticos, na presença de quartzo e vapor (Asmerom *et al.* 1991). Esta reação química libera K e, consequentemente, o Sr^{87} radiogênico para redistribuição no sistema rochoso. Contudo, se a

5.6 - Como é sabido, estas unidades foram geradas no Arqueano Superior e, de acordo com o comportamento U/Pb nas titanitas, elas não foram afetadas, posteriormente, por nenhum episódio tectono-termal de alto grau.

5.7 - Normalmente, estes parâmetros são interpretados como indicativos de episódios de cristalização ígnea ou recristalização metamórfica dos sistemas rochosos e da procedência do material cristalizado ou retrabalhado no decorrer do processo (e.g. Asmerom *et al.* 1991).

paragênese neo-formada é dominada por clorita e epidoto, alguns elementos (e.g. K, Na, Rb e Ba) não serão reacomodados (Brewer & Atkin 1989). Mas Sr, entretanto, será incorporado nas fases cálcicas (Beakhouse *et al.* 1988).

A susceptibilidade desta redistribuição, nos sistemas rochosos, é extremamente variável. O Sr por exemplo é redistribuído centimetricamente, sob processos metamórficos progressivos ou regressivos, mas tem um comportamento móvel, em escala métrica, nos processos retro-metamórficos associados ao cisalhamento (Bridgwater *et al.* 1989)^{5.8}. O Rb, por sua vez, tem uma mobilidade mais acentuada que o Sr e, por isto, as razões Rb/Sr, a partir de uma amostra individual, nem sempre representam a homogeneização do Sr a nível geral de afloramento (Bridgwater *et al.* 1989).

Portanto, na presença destas paragêneses e de fases fluidas, os elementos Rb e Sr serão removidos seletivamente e o sistema Rb/Sr poderá acusar uma marcada perturbação isotópica^{5.9}. É o caso, por exemplo, de determinados resultados isocrônicos com idades e razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86} anômalas (geralmente mais jovens que o padrão esperado), provenientes de arranjos isocrônicos lineares, mas caracterizados por valores elevados de MSWD (e.g. Beakhouse *et al.* 1988; Schaltegger 1990).

Tais idades isocrônicas (ou errocrônicas), embora destituídas de significado cronoestratigráfico, podem ser intermediárias entre o último evento de homogeneização isotópica e o processo secundário posterior, que foi responsável pelo rejuvenescimento parcial do sistema Rb/Sr (Schaltegger 1990).

Esta seria, aparentemente, a situação geral emanada a partir do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional que, por sua vez, encontra-se sistematicamente cisalhado. Assim, os resultados isotópicos, obtidos a partir da situação geológica encontrada no Ponto DJ8, onde afloram os Gnaisses Alberto Flores e os Granitos Brumadinho, são a imagem inequívoca dos processos relacionados ao cisalhamento e migração dos fluidos ao longo de suas zonas.

5.8 - Neste sentido, Barton & van Reenen (1992), encontraram, por exemplo, diferenças da ordem de 1,1 Ga entre os sistemas Rb/Sr de biotitas, extraídas de rochas coletadas ao longo de zonas de cisalhamento, de outras biotitas oriundas de rochas não cisalhadas, coletadas em regiões vizinhas.

5.9 - A remoção dos elementos, por outro lado, depende de uma série de fatores: composição do fluido, composição da rocha matriz do fluido, temperatura, pressão e paragêneses minerais estáveis antes e durante a movimentação dos fluidos (Bridgwater *et al.* 1989).

Para avaliar a extensão deste fenômeno de "não" reequilíbrio isotópico do sistema Rb/Sr, no âmbito do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional, executou-se um teste geral a partir do conjunto integral das razões isotópicas Rb/Sr de suas unidades litoestratigráficas (Tabela 5.4)^{5.10}. Deste conjunto, é possível calcular inúmeras isócronas Rb/Sr, com idades variando do Arqueano Superior (2,8 - 2,6 Ga) ao Proterozóico Inferior (2,2 - 2,1 Ga).

Para fins de ilustração, a Figura 5.10 apresenta, por exemplo, um diagrama isocrônico Rb/Sr, construído a partir de todas razões das unidades do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional. A idade fornecida por esta errócrona é da ordem de 2.607 ± 26 Ma e a razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} é de 0,7003. Logicamente o seu MSWD é muito elevado (28,231; para um nível de corte de 2,45) porque algumas razões estão muito deslocadas da melhor reta do conjunto.

5.10 - Este teste decorre da afirmação de Bridgwater *et al.* (1989), a respeito da representatividade ou não das razões Rb/Sr, de uma amostra individual, em relação a homogeneização do Sr a nível geral de afloramento. A níveis regionais, no entanto, conforme ilustra as próximas "isócronas", o sistema Rb/Sr pertinente ao Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional fornece resultados dentro dos padrões já conhecidos para a região.

Contudo, selecionando determinados conjuntos de razões, é possível obter isócronas de boa qualidade com idades arqueanas ou proterozóicas. Um bom exemplo para ilustrar esta situação, é aquele apresentado na Figura 5.11, onde observa-se uma excelente isócrona com 6 pontos, construída a partir de algumas razões isotópicas dos Gnaisses Alberto Flores, Gnaisses Souza Noschese, Tonalitos Samambaia e Granitos Brumadinho.

Tal isócrona (Figura 5.11) fornece uma idade de 2.735 ± 73 Ma, com uma razão inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ de 0,70221. O MSWD desta isócrona de 0,3174 (para um nível de corte de 2,45) e o seu coeficiente de correlação é de 1,0. Esta idade Rb/Sr não é, por assim dizer, tão defasada temporalmente das idades U/Pb encontradas para os Gnaisses Alberto Flores e Tonalitos Samambaia.

Já na Figura 5.12, observa-se outra excelente isócrona com 10 pontos, construída a partir de algumas razões isotópicas dos Gnaisses Alberto Flores, Tonalitos Samambaia e Granitos Brumadinho. Esta isócrona fornece uma idade de 2.162 ± 44 Ma, com uma razão inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ de 0,70715. O seu MSWD é de 1,0884 (para um nível de corte de 2,45) e o seu coeficiente de correlação alcança 0,99955. Esta isó-

crona tem, praticamente, as mesmas características da isócrona dos Gnaisses Alberto Flores (Figura 5.4), mas apresenta um menor erro na idade e um MSWD baixo.

Figura 5.12 - Diagrama isocrônico Rb/Sr em rocha total para algumas razões isotópicas selecionadas a partir dos Gnaisses Alberto Flores (círculos); Tonalitos Samambaia (losangos) e Granitos Brumadinho (cruzes). Os dados analíticos encontram-se na Tabela 5.4.

Assim, da discussão precedente, parece claro que os resultados Rb/Sr obtidos no âmbito do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional são indicativos de uma vigorosa difusão de Sr a nível regional. Tal perturbação isotópica decorreria do comportamento geoquímico diferenciado destes elementos, face ao contexto e aos processos geológicos ocorridos na região. Neste particular, o papel desempenhado pela retomada das zonas de cisalhamento arqueanas deve ter sido de fundamental relevância. Este ambiente geológico é um dos mais propícios à circulação de fluidos e, conseqüentemente, à perturbação do sistema isotópico Rb/Sr (Hickman 1984; Bridgwater *et al.* 1989; Schaltegger 1990; Taylor *et al.* 1991; Barton & van Reenen 1992).

Logicamente, porém, tudo isto necessita de investigações adicionais futuras. Pois a difusão de Sr, ora constatada, pode ter controles muito mais complexos do que uma "simples" interação de fluidos sobre uma determinada composição mineralógica.

5.5 - SUMÁRIO GEOCRONOLÓGICO.

Como discutido por Beakhouse *et al.* (1988), Schaltegger (1990) e Asmerom *et al.* (1991), fica claro, também ao nível do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional, que a utilização integrada de várias metodologias geocronológicas sob uma base litoestratigráfica é capaz de constatar processos secundários, geralmente desapercibidos em outras situações.

No caso do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional, estes processos secundários foram incapazes de "retrabalhar" vigorosamente os "protólitos" da infra-estrutura ao ponto de produzirem novas rochas. Entretanto, eles foram quimicamente reativos para proporcionar as novas razões isotópicas Sr^{87}/Sr^{86} das suas unidades litoestratigráficas.

Por outro lado, os sistemas U/Pb, Rb/Sr e K/Ar das unidades litoestratigráficas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional, analisadas neste tese, demonstraram, pelo menos, três etapas principais de reequilíbrio isotópico (2,92 - 2,78 Ga, 2,1 - 1,9 Ga e 1,2 - 1,0). Destas etapas, ao término daquela mais antiga, já por volta de 2,78 Ga, teve lugar o evento tectôno-termal Rio das Velhas, detectado pelo sistema U/Pb pelos zircões e titanitas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional (Figuras 5.3 e 5.6 e Tabela 5.3).

Se este foi o grande evento tectôno-termal do Arqueano Superior no Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional, foi também, por outro lado, o seu último na fácies anfibolito. Caso contrário, a idade das titanitas dos Tonalitos Samambaia (Figura 5.6) não seria correlata à idade de cristalização dos zircões da mesma rocha.

A segunda tendência (2,1 - 1,9 Ga), está registrada pela idade isocrônica Rb/Sr dos Gnaisses Alberto Flores e pela idade K/Ar das hornblendas dos Anfibolitos Paraopeba e, possivelmente, dos Anfibolitos Candeias. Neste caso, este reequilíbrio (ou rejuvenescimento) pode ser encarado como uma atividade reflexa do evento tectôno-termal do final do Proterozóico Inferior, que foi responsável pelo metamorfismo e deformação do Supergrupo Minas (evento Transamazônico).

No entanto, a julgar pelos resultados U/Pb obtidos nas titanitas dos Tonalitos Samambaia, parece claro que este evento Transamazônico, de marcante atuação na seqüência supracrustal, teve um caráter bastante heterogêneo na região. Isto teria

causado, por exemplo, os diferentes reequilíbrios isotópicos U/Pb entre o Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional e o Complexo Metamórfico Bação.

A terceira tendência, invocada agora a partir do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional, estaria ligada aos processos tectônicos que vigoraram na região em alguma época do Proterozóico Médio. Isto é o que, aparentemente, o desequilíbrio isotópico do sistema Rb/Sr está refletindo. Tal fato decorreria de um reequilíbrio parcial (ou rejuvenescimento isotópico incompleto) acontecido sob condições retrometamórficas.

No entanto, é possível supor que esta tendência esteja significativamente próxima de 1,0 Ga, em virtude da coerência das idades aparentes K/Ar das biotitas dos Tonalitos Samambaia e Granitos Brumadinho, situadas entre 1,1 e 0,7 Ga. Além disto, há de se ressaltar que o intercepto inferior da discórdia dos zircões dos Granitos Brumadinho aponta para 1152 Ma, refletindo uma perda episódica de Pb radiogênico por esta época.

Finalmente, o Complexo Metamórfico Bonfim, a julgar pelos resultados U/Pb, não está inserido nos domínios do Cinturão Mineiro, conforme a definição de Teixeira (1985). Este complexo deve ser, provavelmente, o limite mais oriental da sua província arqueana, como visualizada na Figura 5.2.

CAPÍTULO 6 - EVOLUÇÃO GEOLÓGICA.

Procedem-se, neste capítulo, algumas extrapolações acerca da evolução crustal do planeta até o Arqueano Médio, tendo em mente a situação geológica do Quadrilátero Ferrífero e, em particular, as unidades litoestratigráficas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional. Neste contexto é descrita a evolução arqueana e proterozóica deste segmento de crosta continental, numa abordagem voltada ao quadro geotectônico do Craton do São Francisco Meridional.

6.1 - O PARADIGMA CRUSTAL DO ARQUEANO.

A disposição tectônica atual das grandes unidades geológicas do Arqueano encontradas no âmbito do Craton do São Francisco, reflete o padrão característico deste período, descrito a nível mundial. Este padrão está, por exemplo (Goodwin 1991), amplamente disseminado na Austrália (Cratons de Yilgarn e Pilbara) e no Canadá (Províncias Slave e Superior). Ele compreende a clássica justaposição de complexos metamórficos de alto grau (e.g. gnaisses e granitóides associados), com seqüências supracrustais *greenstone*, de baixo grau metamórfico, geralmente muito deformadas.

No caso da porção meridional do Craton do São Francisco, um dos testemunhos mais significativos desta evolução está preservado na região do Quadrilátero Ferrífero. Ali, é possível encontrar variados registros, tanto dos terrenos gnáissicos quanto dos cinturões *greenstone* (e.g. Schorscher 1992). Além disto, são encontrados também alguns núcleos siálicos arqueanos expostos no interior dos cinturões *greenstone* (e.g. Complexo Metamórfico Bação), ou parcialmente rodeados por eles (e.g. Complexo Metamórfico Bonfim).

Todavia, se a disposição e associação geológica atual destas unidades do Quadrilátero Ferrífero reflete o padrão evolutivo do Arqueano, pouco ou quase nada revela de sua páleo natureza tectônica. De acordo com Goodwin (1991), esta justaposição de terrenos arqueanos pode ser decorrente, tanto dos processos primários de crescimento da crosta, quanto de modificações tectônicas oriundas dos eventos posteriores superimpostos.

Por outro lado, o tamanho real dos cratons, os processos tectônicos operantes no decorrer do crescimento destas unidades geotectônicas e suas páleo-posições no Arqueano são características, ainda, amplamente desconhecidas (Goodwin 1991). Portanto, discernir qual foi o processo responsável pela origem e disposição geológica atual destes terrenos é, na grande maioria dos casos, um exercício meramente interpretativo.

Assim, balizado por estas limitações, tentar-se-á nos próximos itens, discutir a evolução geológica arqueana e proterozóica do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional. Por conseguinte, tratar-se-á das relações gerais desta crosta siálica arqueana com as seqüências supracrustais do Quadrilátero Ferrífero. Todavia, se a discussão deste paradigma é suportada pelos resultados discutidos nos capítulos anteriores, o volume de dados atualmente disponível ainda é uma parcela mínima do conhecimento geológico acerca do complexo panorama regional.

6.2 - ORIGEM E EVOLUÇÃO DA CROSTA ARQUEANA DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO: EVIDÊNCIAS A PARTIR DO COMPLEXO METAMÓRFICO BONFIM SETENTRIONAL.

Os resultados geológicos apresentados nesta tese, levantados a partir da porção setentrional do Complexo Metamórfico Bonfim, indicam que a evolução geológica arqueana do Quadrilátero Ferrífero está relacionada a, pelo menos, quatro eventos formadores de crosta continental { 3,28 (?)^{6.1} - 2,92 - 2,78 - 2,703 Ga}. Destes, o mais significativo em termos dos dados obtidos até o momento, é o evento tectôno-termal Rio das Velhas de 2,78 Ga.

Este evento tectôno-termal ocorreu num segmento crustal já consolidado e constituído por um fragmento siálico e uma seqüência *greenstone*. No decorrer deste evento, o fragmento siálico foi retrabalhado e deu origem aos atuais Gnaisses Alberto Flores. Além disto, tiveram lugar, contemporaneamente, um plutonismo cálcio alcalino que colocou os Tonalitos Samambaia na crosta siálica, e um vulcanismo félsico (Machado *et al.* 1989b) encontrado no âmbito do Supergupo Rio das Velhas.

A estimativa mínima para a idade do fragmento siálico, retrabalhado

6.1 - É preciso relembrar, no entanto, que este valor foi encontrado pelo intercepto superior da discórdia, entre o sobrecrecimento e núcleo de um zircão dos Gnaisses Alberto Flores (Figura 5.3) e, assim sendo, refere-se, pelo menos por enquanto, à uma provável herança isotópica.

(s.s) no decorrer do evento Rio das Velhas, foi obtida a partir dos núcleos dos zircões dos Gnaisses Alberto Flores. Conforme foi visto no Capítulo 5, estes núcleos tem uma idade U/Pb de 2,92 Ga e, portanto, os Gnaisses Alberto Flores descendem de um protólito anterior. Todavia, a evolução deste segmento crustal Arqueano é mais complexa, porque os zircões analisados guardam ainda uma herança isotópica U/Pb de 3,28 Ga atrás, conforme pode ser deduzido da reta discórdia no diagrama concórdia destes zircões (Figura 5.3). A corroborar esta hipótese, menciona-se os resultados de Machado *et al.* (1989b), procedentes dos zircões encontrados nos Supergrupo Rio das Velhas, que exibem componentes de idades U/Pb da ordem 3,0 Ga.

Assim, não há como fugir à discussão dos prováveis mecanismos geológicos que vigoraram no decorrer da evolução crustal do planeta até a época em que registrou-se a herança isotópica U/Pb de 3,28 Ga, detectada nos zircões dos Gnaisses Alberto Flores.

Para imaginar um provável cenário geológico, onde perpetrou-se este panorama evolutivo, é necessário recorrer à modelagem em voga, acerca da origem e evolução da crosta terrestre no Arqueano. Neste sentido, a despeito de sua natureza polêmica, os processos gerais que aparentemente coordenaram esta evolução, têm sido considerados mais ou menos análogos àqueles da moderna tectônica de placas (e.g. Condie 1980; 1986; 1989a; Windley 1984(p.61-65); Taylor & McLennan 1985; Wilks 1988; Di Marco & Lowe 1989; Arkani-Hamed & Jolly 1989; Ellis 1992). Logicamente, inúmeras particularidades já foram destacadas no bojo do mecanismo geral em relação à tectônica moderna do planeta. As mais significativas referem-se, por exemplo, à geometria e natureza geral das placas e das zonas de subducção arqueanas, ao regime térmico mais elevado daquela época e à grande velocidade na produção, rompimento, expansão e reciclagem dos assoalhos oceânicos primitivos (Smith 1981; Kramers 1988; Rapp *et al.* 1991).

Nesta linha de pensamento, uma crosta oceânica primordial de natureza máfica-ultramáfica, teria antecendência sobre as primeiras crostas siálicas do planeta (e.g. Condie 1980; 1989a; Abbot & Hoffman 1984; Campbell & Jarvis 1984; Wilks 1988; Bowring *et al.* 1989; Rapp *et al.* 1991)^{6.2}. Segundo Condie (1989a), o aparecimento

6.2 - Outras alternativas composicionais já foram apresentadas para a natureza da crosta terrestre primitiva, envolvendo, por exemplo, desde uma crosta félsica (diferenciada diretamente a partir do manto), até uma crosta de natureza anortosítica. Porém, Condie (1989a) discute as impossibilidades geológicas destas alternativas e opta por uma crosta oceânica primitiva, de composição komatiítica ou basáltica, essencialmente.

desta crosta oceânica primordial foi um fato precoce na evolução planetária e teria acontecido já por volta de 4,5 Ga atrás. Ainda de acordo com este autor, esta crosta foi cristalizada a partir de um contínuo oceano de magma (máfico-ultramáfico), surgido logo após a aglutinação da matéria cósmica que dera origem ao planeta (e.g. Shaw *et al.* 1986; Condie 1989a).

Da fusão parcial desta crosta oceânica primordial, surgiram, por outro lado, os primeiros líquidos diferenciados (Condie 1986; 1989a), que dariam origem à crosta continental primitiva^{6.3}. Estas primeiras fusões parciais foram possíveis pela presença e abundância, também muito precoce, de água líquida na superfície do planeta (Staudacher & Allegre 1982). Assim, antes mesmo de sua subducção, a crosta oceânica primordial já estaria suficientemente hidratada para o início de sua fusão parcial (Campbell & Taylor 1983; Condie 1989a; Arkani-Hamed & Jolly 1989; Rapp *et al.* 1991).

Assim, conforme brevemente sintetizado, a geodinâmica responsável pelo aparecimento de crosta continental já estava, aparentemente, estabelecida há mais de 4,0 Ga atrás. Esta constatação pode ser deduzida, por exemplo, dos resultados U/Pb nos zircões detríticos dos Quartzitos Mount Narryer da Austrália Ocidental, onde encontraram-se idades da ordem de 4,2 - 4,1 Ga (Froude *et al.* 1983; Compston & Pidgeon 1986). Tais quartzitos, por seu turno, estão rodeados por ortogneisses com idades da ordem de 3.630 ± 40 Ma e 3.348 ± 43 Ma (De Laeter *et al.* 1981), obtidas respectivamente através dos métodos Sm-Nd (idades modelo) e Rb-Sr (isócrona em rocha total).

Outros indícios da antiguidade do processo de geração de crosta siálica podem ser inferidos a partir dos xenólitos das supracrustais de Isua^{6.4} nos Gnaisses Amitsoq da Groenlândia. Estes gnaisses tem uma idade de 3,82 Ga, obtida pelo método U/Pb em zircões (Kinny 1986). Por conseguinte, este valor é a estimativa mínima para a idade dessas supracrustais. Na Antártica também foram encontrados ortogneisses muito antigos, com idades U/Pb em zircão da ordem de 3,93 Ga (Black *et al.* 1986).

Assim sendo, antes de 4,0 Ga atrás, de acordo com estes registros

6.3 - Este processo para gerar líquidos da Suíte TTG (e.g. Jahn *et al.* 1988) a partir da fusão parcial de uma crosta máfica-ultramáfica é, no entanto, muito mais complexo do que a primeira vista possa parecer. Conforme tem sido mostrado por Martin (1986; 1987), para sua ocorrência é necessário que o processo seja conduzido através de várias etapas.

6.4 - Estas supracrustais são constituídas por variados materiais vulcânicos (de ultramáficos a félsicos), além de quartzitos, carbonatos, pelitos, formações ferríferas bandadas e grauwacas (McGregor 1979).

geológicos, já existiriam alguns micro- (?) continentes emersos, água líquida (oceanos), bacias e processos sedimentares comuns: erosão, transporte e deposição (e.g. Staudacher & Allegre 1982; Condie 1989a; Bowring *et al.* 1989).

Obviamente, a área, o volume e a distribuição espacial destes primeiros continentes^{6.5} são desconhecidos. Do mesmo modo, não é possível estimar o volume total das primeiras massas continentais criadas e/ou destruídas a partir do Arqueano Inferior (3,9 - 3,5 Ga) e no decorrer do Arqueano Médio (3,5 - 2,9 Ga). No entanto, é a partir de 3,3 Ga que avolumam-se os registros de crosta continental (ver, por exemplo, um amplo painel da evolução arqueana em Goodwin, 1991). Aí sim, a crosta continental alastra-se pela superfície do planeta e a ela associam-se as seqüências supracrustais do tipo *greenstone*. Isto é observado na grande maioria das mais antigas plataformas terrestres (e.g. Siberiana, Norte Americana, Africana e Indiana), que exibem rochas gnáissicas e/ou granitóides geradas entre 3,4 - 3,2 Ga (e.g. Goodwin 1991).

Esta situação também está registrada no âmbito da plataforma Sul Americana. Isto acontece na porção setentrional do Craton do São Francisco, no estado da Bahia. Ali, Wilson (1987), Martin *et al.* (1991) e Nutman & Cordani (no prelo), encontraram, por exemplo, idades em torno de 3,4 Ga para alguns granitóides expostos no interior do cinturão Contendas-Mirante. Estas idades foram obtidas por diferentes metodologias (U/Pb, Rb/Sr, Sm/Nd e Pb/Pb) e caracterizam, inequivocamente, a existência de uma crosta continental muito antiga na região.

Contudo, na porção meridional do Craton do São Francisco, os registros isotópicos já conhecidos ainda não determinaram tamanha antiguidade crustal. Até recentemente, a melhor estimativa para a presença de uma crosta muito precoce na região girava em torno de 3,1-3,0 Ga. Tal estimativa era suportada por diversas idades U/Pb obtidas a partir de zircões de diferentes tipos petrográficos (Machado *et al.* 1989b,c; Machado & Schrank 1989)^{6.6}, e por alguns resultados Rb/Sr e Pb/Pb (Teixeira

6.5 - Cálculos teóricos acerca das taxas de crescimento crustal têm admitido que a maior parte dos processos de diferenciação manto crosta tiveram lugar ainda no Arqueano (Reymer & Schubert 1984; Taylor & McLennan 1985; Condie 1986; 1989a). Para Goodwin (1991), uma fração de 20% da crosta continental já estaria formada por volta de 3,0 Ga atrás e, pelo menos, 65% por volta de 2,5 Ga atrás. Porém, ainda persistem debates na comunidade geológica acerca destas taxas de crescimento, conforme pode ser verificado em Cordani *et al.* (1988) e Armstrong (1990).

6.6 - Uma vulcânica félsica, oriunda Supergrupo Rio das Velhas, por exemplo, apresentou uma idade U/Pb de 3,029 Ga (Machado *et al.* 1989b). No embasamento do Supergrupo Espinhaço, ao norte do Quadrilátero Ferrífero, foram encontradas idades U/Pb entre 2,8 - 3,0 Ga (Machado *et al.* 1989c). Finalmente, no maciço de Piumhi, situado a sudoeste do craton do São Francisco (Figura 5.2), um intrusiva máfica apresentou uma idade de U/Pb 3,116 Ga (Machado & Schrank 1989).

et al. 1987a).

Agora, a partir do estudo geológico do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional é possível vislumbrar uma herança isotópica U/Pb mais antiga, de 3,28 Ga, na porção meridional do Craton do São Francisco, e a existência de um evento tectôno-termal do Arqueano Superior, ocorrido há 2,78 Ga. Porém, antes de discutir a provável natureza deste evento tectôno-termal, é necessário posicionar as unidades litoestratigráficas mais antigas dentro deste contexto evolutivo regional.

Conforme mencionado anteriormente, os Gnaisses Alberto Flores, que assumem esta expressão a volta de 2,78 Ga atrás, descendem, no entanto, de rochas mais antigas, de 2,92 Ga atrás (protólito 2). Mas a sua herança isotópica U/Pb reflete a existência de uma crosta siálica ainda anterior de 3,28 Ga (protólito 1). Por volta de 2,92 Ga atrás, este protólito 1 dos Gnaisses Alberto Flores foi palco de uma etapa de cristalização de zircões e transformou-se no protólito 2. Isto, provavelmente, aconteceu sob o jugo de algum evento tectôno-termal significativo, que teria produzido o bandamento gnáissico característico desta unidade litoestratigráfica. Esta inferência, por outro lado, sustenta-se pela própria idade U/Pb dos Tonalitos Samambaia (em zircão e titânita); unidade litoestratigráfica do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional que não possui este bandamento gnáissico, mas que foi cristalizada magmaticamente a 2,78 Ga atrás. Estes tonalitos, por sua vez, são coetâneos ao evento tectôno-termal regional ocorrido há 2,78 Ga atrás, que promoveu também o sobrecrecimento de zircões nos Gnaisses Alberto Flores. Como os Anfíbolitos Paraopeba encontram-se boudinados pelo bandamento gnáissico acima mencionado, a sua colocação crustal deve estar relacionada a algum rompimento muito precoce da crosta siálica, provavelmente anterior há 2,92 Ga atrás. Aliás, as suas características geoquímicas são dualísticas, apontando para ambientes de natureza intraplaca e/ou do tipo Morb (Figuras 4.8, 4.9 e 4.11). Quanto aos Gnaisses Souza Noschese, como a sua idade U/Pb ainda não está definida, o seu posicionamento neste contexto é algo duvidoso. Entretanto, as suas características texturais e estruturais permitem considerá-los como colocados precocemente na crosta. Estes gnaisses seriam derivados de um algum protólito com idade anterior ao evento tectôno-termal Rio das Velhas (2,78 Ga), mas posterior ao protólito 2 dos Gnaisses Alberto Flores, uma vez que estes últimos aparecem como enclaves na unidade Souza Noschese.

Deste panorama evolutivo, emerge uma velha questão, ainda pendente na comunidade geológica, que está relacionada à origem e justaposição do cinturão

greenstone Rio das Velhas com crosta siálica. Muito embora a origem e natureza deste cinturão *greenstone* não constem dos objetivos desta tese, o conjunto de dados levantados a partir do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional, devidamente escudado pelos dados disponíveis na literatura geológica da região, permite aventar pelo menos duas situações geotectônicas para compreender parte desta evolução.

A primeira alternativa estaria condicionada a colisão ou amalgamento de dois ou mais proto-continentes (e.g. Complexos Metamórficos Bonfim, Belo Horizonte, Caetés) com um segmento de crosta oceânica (e.g. cinturão *greenstone* Rio das Velhas). A idade mínima deste evento estaria balizada pelos resultados U/Pb de 2,78 Ga, encontrados no âmbito do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional.

A segunda alternativa estaria relacionada a ruptura crustal de uma massa siálica pré-existente, ou de um micro-continente^{6.7} do Arqueano Médio (Figura 6.1A). Estas rupturas teriam propiciado a instalação de bacias sedimentares intracontinentais (ou "intracratônicas"), interligadas e de pequena monta. A partir daí, ocorreria uma invasão oceânica transcontinental e a extrusão precoce de material mantélico máfico-ultramáfico, ao longo das fissuras transcrustais (Thurston *et al.* 1985; Nisbet 1986)^{6.8}. No decorrer de sua evolução geológica, estas bacias aportaram uma variada seqüência supracrustal, de modo a constituir o atual cinturão *greenstone*. Tal perspectiva é favoravelmente suportada pelo conjunto de dados geológicos discutidos nesta tese e, ao mesmo tempo, pelos vários exemplos mundiais da evolução geológica do Arqueano Médio. Isto pode ser amplamente observado nas Plataformas Siberiana, Norte Americana, Africana, Indiana, Australiana e nos Escudos Báltico e Ucraniano (e.g. Goodwin 1991). Nestes locais, as rochas da suíte TTG (gnaisses tonalíticos-trondjemíticos intrudidos por tonalitos e/ou granodioritos), são mais antigas ou, coetâneas às seqüências supracrustais vizinhas, do tipo *greenstone*.

Assim, por volta de 3,029 Ga atrás, a seqüência supracrustal do Super-

6.7 - De acordo com Murphy & Nance (1991; 1992), os continentes tem uma existência muito curta, da ordem de 100 Ma. Assim, a sua rotina caracteriza-se por separações e colisões, de modo a criar continentes cada vez maiores.

6.8 - Uma situação alternativa para explicar a evolução tectônica da crosta no Arqueano Superior é o modelo da subducção intracontinental ou subducção-A (Kröner 1981; 1985). De acordo com este modelo, a evolução crustal teria início com uma extensão continental causada por correntes de convecção do manto. Tais correntes romperiam a crosta continental, em escalas menores que a partição atual dos continentes. Seguiria-se, então, uma etapa de vulcanismo e sedimentação ensiálica e, posteriormente uma delaminação crustal. Esta delaminação, por sua vez, levaria à uma compressão horizontal e o arranjo tectônico final da crosta. Entretanto, os resultados de Ellis (1992) e Ellis & Maboko (1992) indicam que este processo somente teria significância se operado num contexto de tectônica de placas. Pois, neste caso, as margens continentais ativas e zonas de subducção seriam a causa da compressão e orogenia do cinturão intracratônico.

grupo Rio das Velhas, que já estava presente na crosta, recebeu a contribuição de um vulcanismo félsico precoce. Isto está registrado, pelo menos por ora, na região de Caetés (Machado *et al.* 1989b), situada na porção nordeste do Quadrilátero Ferrífero (Figura 5.2). De acordo com a herança isotópica U/Pb dos Gnaisses Alberto Flores, é possível supor que o protólito 1 destes gnaisses (com idade acerca de 3,28 Ga), já estivesse

Figura 6.1 - Quadro sintético tentativo da evolução geológica arqueana da crosta continental e seqüência vulcano-sedimentar (Supergrupo Rio das Velhas) do Quadrilátero Ferrífero, a partir dos resultados gerais obtidos no Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional, inspirado em Tarney *et al.* (1976); Ellis (1992) e Ellis & Maboko (1992). Estágios: **A**) Rompimento (extensão) crustal de um segmento sílico, no decorrer do Arqueano Médio (entre 3,28 e 3,0 Ga) para aporte da seqüência vulcano-sedimentar (Supergrupo Rio das Velhas); **B**) Inversão tectônica e magmatismo cálcio alcalino associado (Tonalitos Samambaia) governados por uma margem convergente há 2,78 Ga atrás; **C**) Granitogênese pós-tectônica (Granitos Brumadinho) há volta de 2,703 Ga atrás. Simbologia: 1 - Granitos Brumadinho; 2 - Tonalitos Samambaia; 3 - Seqüência Supracrustal; 4 - Crosta sílica (e.g. Gnaisses Alberto Flores).

configurando uma crosta continental há 3,029 Ga atrás. Neste caso, esta crosta continental poderia ter sofrido um rompimento entre 3,28 - 3,029 Ga (Figura 6.1A), e criado condições para o início da deposição da seqüência supracrustal do Supergrupo Rio das Velhas.

Um "segundo" vulcanismo félsico teve lugar também no Supergrupo Rio das Velhas. Este vulcanismo foi datado por Machado *et al.* (1989b), a partir de uma vulcânica félsica da região de Piedade do Paraopeba. De acordo com estes autores, o núcleo de um zircão desta rocha vulcânica, apresentou uma idade U/Pb de 2.883 ± 6 Ma, enquanto que outros apresentaram uma idade U/Pb mínima de 2.912 Ma. Todavia, esta rocha também apresenta zircões com idade U/Pb de 2.772 ± 6 Ma. Esta última idade, a maneira do proposto por Machado *et al.* (1989b), é aqui interpretada como a idade da provável cristalização deste "segundo" vulcanismo félsico, no âmbito Supergrupo Rio das Velhas.

Frente a estes fatos, é possível considerar duas hipóteses para a evolução geológica do Supergrupo Rio das Velhas. A primeira, está relacionada à evolução de uma seqüência supracrustal única, iniciada antes de 3,029 Ga e concluída por volta de 2,78 Ga atrás. No decorrer deste período, esta seqüência supracrustal teve, pelo menos, duas etapas de contribuição vulcânica. A mais antiga, até o momento, teria ocorrido por volta de 3,029 Ga e, a mais jovem, em 2,78 Ga atrás.

A segunda hipótese, aqui preferida, supõe a existência de, pelo menos, duas seqüências supracrustais no bojo do Supergrupo Rio das Velhas como considerado hoje. A mais antiga teria uma evolução por volta de 3,029 Ga atrás, aproximadamente concomitante, portanto, com a evolução Complexo Piumhi (Machado & Schrank 1989) e mesmo das unidades inferiores do Cinturão Contendas Mirante (Marinho 1991), este já situado na parte setentrional do Craton do São Francisco. A seqüência mais jovem do Supergrupo Rio das Velhas, por seu turno, teria uma evolução próxima de 2,78 Ga atrás.

De qualquer modo, independentemente destas duas possibilidades evolutivas, a volta 2,78 Ga atrás, no decorrer do evento tectôno-termal Rio das Velhas, teve lugar a inversão tectônica definitiva da seqüência supracrustal do Supergrupo Rio das Velhas (Figura 6.1B). Este evento tectôno-termal aconteceu, provavelmente, num

ambiente tectônico semelhante às margens continentais ativas^{6.9}. Esta hipótese está sustentada pelo magmatismo cálcio alcalino dos Tonalitos Samambaia e pelo "segundo" vulcanismo félsico no Supergrupo Rio das Velhas, encontrado na região de Piedade do Paraopeba (Machado *et al.* 1989b). Além disto, é possível associar a este evento tectôno-termal os Anfibolitos Candeias, em virtude de sua natureza mais andesítica (conforme pode ser observado na Figura 4.7), e sua associação de ocorrência com os Tonalitos Samambaia. Aliás, este tipo de ambiente está refletido, de certa forma, pelo próprio padrão geoquímico das unidades félsicas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional (ver Figura 4.8), que apresenta uma notável concordância com os granitóides dos arcos vulcânicos maduros, conforme a proposta de Pearce *et al.* (1984).

Enfim, culminando a evolução desta margem continental ativa do Arqueano Superior, teve lugar há volta de 2.703 $\pm$ 24/-20 Ma atrás, um plutonismo granítico pós-tectônico (Figura 6.1C). Este plutonismo está representado no âmbito do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional, pelos Granitos Brumadinho. A sua distribuição, todavia, pode ser regional a julgar por alguns resultados radiométricos de Machado & Noce (comunicação verbal). De acordo com estes autores, no Complexo Metamórfico Belo Horizonte, ocorrem granitóides foliados com idades U/Pb semelhantes as encontradas para os Granitos Brumadinho. Além disto, o Granitóide Mamona, localizado imediatamente a sul da área pesquisada nesta tese, apesar de ter uma idade U/Pb um pouco mais antiga (2.730 $\pm$ 10 Ma; Machado *et al.* 1989b), pode estar relacionado às fases iniciais deste plutonismo granitóide pós-tectônico.

6.3 - A EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DO COMPLEXO METAMÓRFICO BONFIM SETENTRIONAL NO DECORRER DO PROTEROZÓICO.

A evolução geológica do Quadrilátero Ferrífero, no decorrer do Proterozóico, tem sido amplamente discutida na literatura geológica (e.g. Dorr 1969; Cordani *et al.* 1980a; b; Schorscher & Guimarães 1976; Teixeira 1985; Ladeira & Viveiros 1984; Marshak & Alkmim 1989; Teixeira & Figueiredo 1991; Schorscher 1992). Porém, com o grande avanço dos estudos geológicos ocorridos ultimamente nesta região, tem sido possível avaliar melhor o seu arcabouço estrutural e, a partir daí, o seu regime tectônico (e.g. Chemale Jr *et al.* 1991; no prelo; Marshak *et al.* 1992; Endo & Nalini no prelo; Hippertt *et al.* no prelo).

6.9 - Ambientes desta natureza têm sido propostos para a evolução de determinados segmentos arqueanos do Craton do São Francisco (e.g. Figueiredo & Barbosa, no prelo).

Este regime tectônico está condicionado a uma sucessão de eventos compressionais e extensionais, desenvolvidos sob condições metamórficas de baixo grau (geralmente da fácies xisto verde), ou localmente da fácies anfibolito (Cordani *et al.* 1980b; Ladeira & Viveiros 1984; Marshak & Alkmim 1989; Chemale Jr. *et al.* 1991; no prelo).

Além disto, para alguns autores (e.g. Marshak & Alkmim 1989; Marshak *et al.* 1992; Chemale Jr *et al.* 1991; no prelo) a arquitetura atual do Quadrilátero Ferrífero está subordinada, em grande parte, a vigorosos movimentos extensionais que alçaram crosta acima vários fragmentos da infra-estrutura arqueana (Figura 6.2). Estes fragmentos estão agora representados pelos Complexos Metamórficos Bonfim e Bação, entre outros.

A ascensão destes fragmentos, de acordo com Marshak *et al.* (1992), procedeu-se pela reativação de falhas normais profundas, sucessivamente retomadas a partir do Arqueano (Alkmim *et al.* no prelo). Isto teria colocado os blocos quentes da infra-estrutura em contato com as seqüências supracrustais frias e hidratadas (Marshak *et al.* 1992). Este tipo de tectonismo, por sua vez, induziu uma série de processos geológicos paralelos.

Estes processos, por seu turno, foram muito variados, cobrindo desde a morfologia estrutural das seqüências supracrustais, passando pelo estiramento crustal, colocação de diques básicos, até a instalação de novas paragêneses minerais (cianita + andaluzita + silimanita). Tais paragêneses, de acordo com Jordt-Evangelista *et al.* (no prelo), são típicas de metamorfismo de contato e ocorrem, por exemplo, nas unidades de topo do Supergrupo Minas, que estão invertidas na borda norte da Serra dos Três Irmãos (Marshak *et al.* 1992; Jordt-Evangelista *et al.* no prelo).

De acordo com Marshak *et al.* (1992) estas paragêneses foram geradas pela súbita fonte de calor, proveniente da movimentação de blocos soterrados da infra-estrutura, ao longo das falhas normais transcrustais. Na concepção destes autores, este processo reproduziu no Supergrupo Minas as condições térmicas necessárias ao aparecimento de um tipo particular de metamorfismo de contato, onde, na realidade, o corpo intrusivo (s.s.) não existiria de fato.

Segundo Marshak *et al.* (1992), estas paragêneses indicam temperaturas

e pressões de até 600°C e 300 MPa^{6,10}, respectivamente. Além disto, as características gerais deste metamorfismo de contato (e.g. textura-estrutura, neo-paragênese, etc), indicam que ele é posterior ao evento principal de deformação e metamorfismo da seqüência supracrustal, que teria ocorrido por volta de 2,1 Ga, a julgar por alguns resultados U/Pb em zircões (Machado *et al.* 1989b) e também com base em várias isócronas Rb/Sr do Quadrilátero Ferrífero (Cordani *et al.* 1980a,b; Teixeira *et al.* 1987b; Teixeira & Figueiredo 1991).

Neste particular, é interessante lembrar os dois agrupamentos de idades aparentes K/Ar e idades isocrônicas e/ou errocrônicas Rb/Sr nas unidades do

6.10 - Estes picos devem ser realmente muito localizados, caso contrário, o sistema isotópico U/Pb nas titanitas dos Tonálitos Samambaia teria sido afetado. Por outro lado, temperaturas tão elevadas, se amplamente disseminadas por todo Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional, teriam fatalmente induzido a perdas isotópicas gerais no sistema K/Ar. Assim sendo, este evento só poderia ter acontecido por volta de 2,1 Ga atrás. Neste caso a idade K/Ar dos Anfibólitos Parapeba e, provavelmente, a idade isocrônica Rb/Sr dos Gnaisses Alberto Flores estariam balizando este acontecimento.

Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional. O primeiro agrupamento tem um pico situado entre 2,1 - 1,7 Ga e, o segundo, entre 1,3 - 0,7 Ga (Tabela 5.5).

O primeiro grupo de idades, constituído pelos resultados K/Ar mais antigos (Tabela 5.5), pode estar refletindo o resfriamento da infra-estrutura, que foi aquecida no decorrer do evento Transamazônico responsável pelo metamorfismo e deformação do Supergrupo Minas^{6.11}. Assim, as idades aparentes K/Ar situadas entre 2,0 - 1,7 Ga, a partir das hornblendas dos Anfibolitos Paraopeba e Candeias, são a melhor estimativa para o início do resfriamento da infra-estrutura ao final deste evento. O registro isotópico Rb/Sr deste evento, por sua vez, estaria preservado, no âmbito do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional, pela idade isocrônica Rb/Sr de 2,2 Ga, encontrada nos Gnaisses Alberto Flores.

Adicionalmente, este mesmo leque de idades permite, por outro lado, um relacionamento geral com o modelo de Marshak *et al.* (1992). Neste caso, uma ascensão substancial da infra-estrutura (representada pelo Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional), teria acontecido ao término do Proterozóico Inferior. Assim, as idades aparentes K/Ar mais antigas estariam refletindo o resfriamento dos blocos, anteriormente soterrados^{6.12}, num paralelo com o observado por Teixeira & Figueiredo (1991), para o segmento cratônico a oeste da área investigada. A idade isocrônica Rb/Sr dos Gnaisses Alberto Flores, de cerca de 2,2 Ga, de outra parte, marcaria o reequilíbrio isotópico alcançado nesta época, pela movimentação dos fluidos ao longo das zonas de cisalhamento ativas naquela época.

O segundo agrupamento de idades geocronológicas Rb/Sr em rocha total (1,3 - 1,0 Ga; juntamente com suas elevadas razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86}) e K/Ar em biotitas (1,1 - 0,7 Ga), da grande maioria das unidades estudadas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional, pode estar determinando um segundo evento extensional, ou a continuidade do evento anterior no decorrer do Proterozóico Médio. Sem dúvida, esta crosta continental foi reativada ao término do Proterozóico Médio, a semelhança do que ocorre no âmbito da porção setentrional do Craton do São Francisco, através da evolução do Sistema Espinhaço (e.g. Brito Neves *et al.* 1980). A prova desta reativação

6.11 - Este regime termal, todavia, não atingiu regionalmente a fácies anfibolito no âmbito do Complexo Metamórfico Bonfim. Caso contrário, o sistema isotópico U/Pb nas titanitas dos Tonalitos Samambaia teria sido afetado.

6.12 - Padrões regulares de idades aparentes em minerais também tem sido interpretadas como resultado da ascensão de blocos crustais. Neste caso, o nível atual de erosão é, aproximadamente, uma páleo superfície isotérmica (e.g. Barton & van Reenen 1992, Teixeira *et al.* 1985).

é a presença de um magmatismo básico anorogênico, representado pelos Metadiabásios Conceição de Itaguá, que tem uma idade aparente K/Ar em anfibólio da ordem de 1,0 Ga. Além disto, rochas muito semelhantes aos Metadiabásios Conceição de Itaguá, encontradas no âmbito do Supergrupo Espinhaço (e.g. Anfibolitos Diabasóides), revelaram idades U/Pb em zircão e badeleíta da ordem de 0,9 Ga (Machado *et al.* 1989c).

Todavia, uma nova reativação tectônica da crosta continental ocorreu ainda ao final do Proterozóico Superior. Neste caso, o testemunho geológico estaria representado pelos Diabásios Santa Cruz. O posicionamento cronológico desta unidade fundamenta-se nos resultados radiométricos U/Pb em zircão e badeleíta da ordem de 655 Ma, obtidos a partir de diques máficos que ocorrem na borda leste do Quadrilátero Ferrífero (Adalene Moreira da Silva 1992, comunicação verbal).

6.4 - O MODELO GEOTECTÔNICO DO CRATON DO SÃO FRANCISCO MERIDIONAL REVISITADO.

Para regionalizar a discussão acerca dos resultados obtidos no Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional, vamos retomar a idéia geral da evolução geológica no âmbito do Craton do São Francisco Meridional, fixando-se na Tabela 5.1, onde estão resumidos os resultados isocrônicos Rb/Sr.

Na há duvida que o sistema isotópico Rb/Sr guarda, em alguns pontos do Craton do São Francisco Meridional (Tabela 5.1), o registro do grande evento tectôno-termal Arqueano Superior ocorrido há 2,78 Ga atrás, que está muito bem documentado pelo sistema U/Pb no âmbito do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional. É o que acontece, por exemplo, nas porções mais ocidentais do Craton do São Francisco Meridional, segundo os resultados de Teixeira (1985); Teixeira *et al.* (1987a); Teixeira & Figueiredo (1991). Ali, inclusive, a grande maioria de suas razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86} é baixa (Tabela 5.1), compatível com aquelas do manto contemporâneo na época. Além disto, estes dados isotópicos foram obtidos, essencialmente, a partir de rochas gnáissicas.

Mesmo na ausência de critérios comparativos mais específicos a respeito da natureza geológica geral destes gnaisses (e.g. contexto litoestratigráfico, geoquímica, etc.), é lícito compará-los, pelo menos provisoriamente, aos Gnaisses Alberto Flores. Portanto, é possível supor que estes gnaisses regionais estudados por Teixeira (1985), tenham um protólito gerado em algum momento do Arqueano Médio

(3,28 - 3,0 Ga ?).

Isto implicaria, de imediato, que no início do Arqueano Superior grande parte da crosta siálica do Craton do São Francisco Meridional já estava consolidada. Porém, no decorrer do evento tectôno-termal do Arqueano Superior (ou evento Rio das Velhas), esta crosta siálica foi invadida, no âmbito do Quadrilátero Ferrífero, por corpos de granitóides. Este plutonismo está bem documentado no Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional (Tonalitos Samambaia) e também a nordeste do Quadrilátero Ferrífero, pelo granitóide de Caeté (Machado *et al.* 1989b). Um vulcanismo félsico, conforme os dados radiométricos U/Pb de Machado *et al.* (1989b), também teve lugar nesta época.

Este cenário geológico configura, realmente, um evento de retrabalhamento crustal (s.s.). Protólitos quartzo feldspáticos foram transformados em gnaisses, vulcânicas ácidas atingiram a seqüência supracrustal e um magmatismo plutônico cálcio alcalino juvenil foi colocado na crosta.

No momento, este vigoroso processo magmático está bem documentado no âmbito do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional. Porém, outras ocorrências de tonalitos e granitos do Arqueano Superior devem estar disseminadas por todo segmento meridional do Craton do São Francisco.

Aliás, observando a Tabela 5.1, nota-se que a partir do Grupo II de idades isocrônicas, começam a despontar algumas isócronas oriundas de granitóides e gnaisses com idades tardi-arqueanas e/ou do Proterozóico Inferior, mas com razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86} relativamente elevadas. Muitas destas razões isotópicas são compatíveis com algumas daquelas encontradas nos gnaisses e granitóides do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional. Entretanto, razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86} elevadas, no âmbito deste complexo, assim como idades Rb/Sr mais jovens, não estão relacionadas a processos de retrabalhamento (s.s.) e/ou adição crustal de materiais juvenis, mas sim ao rejuvenescimento isotópico^{6.13} na área investigada.

Da discussão precedente, fica claro que o limite ocidental do Cinturão Mineiro (Figura 5.2) de Teixeira (1985) estaria balizado pelo Complexo Metamórfico

6.13 - Esta situação ficou patente no caso dos Gnaisses Alberto Flores que tem uma idade Rb/Sr da ordem de 2,2 Ga e uma razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} da ordem de 0,707. Porém, de acordo com os resultados U/Pb, obtidos neste complexo, estas rochas não foram geradas e, nem mesmo, retrabalhadas (s.s.) no Proterozóico Inferior (ver discussão a respeito no Capítulo 5, item 5.4).

Bonfim Setentrional. A partir deste complexo, em direção a oeste, configura-se um fragmento crustal consolidado no Arqueano Superior (Província Arqueana Divinópolis), em contraposição ao Cinturão Mineiro, de idade proterozóica inferior, gerado a partir de um retrabalhamento (s.s.) crustal com adição de material juvenil (Teixeira *et al.* 1987a). Nos setores marginais desta província com o Cinturão Mineiro, como é o caso do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional, os sistemas Rb/Sr e K/Ar foram rejuvenescidos isotopicamente após o período Arqueano, no Proterozóico Médio e Superior.

Especificamente, no âmbito do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional, este rejuvenescimento foi promovido pelo regime tectônico extensional ocorrido no Proterozóico Médio. Tal evento teria criado, a princípio, as condições termodinâmicas necessárias para promover os diferentes reequilíbrios isotópicos Rb/Sr. Estes reequilíbrios foram aparentemente governados pela natureza composicional de cada unidade, mas influenciados pela percolação de fluidos, de modo a favorecer e otimizar redistribuição do Sr^{87} radiogênico. Devido a intensidade deste processo, os registros isotópicos Rb/Sr do Arqueano não puderam ser preservados no âmbito das unidades litoestratigráficas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional. Entretanto, estes registros são encontrados isotopicamente (sistema Rb/Sr) a nível regional, conforme ficou demonstrado no capítulo anterior (Figuras 5.10 e 5.11).

Embora não seja conhecida até o momento a extensão geográfica afetada por este processo tectônico do Proterozóico Médio e/ou Superior, é lícito pensar que ele pode ter perturbado, de alguma forma, todo segmento meridional do Craton do São Francisco. Mesmo porque, entre o final do Proterozóico Médio e o início do Proterozóico Superior, ocorreu a instalação da bacia intracratônica que aportou a seqüência de cobertura do Supergrupo São Francisco. Deste modo, é possível supor que a geometria geral da infra-estrutura gerada neste tectonismo tenha determinado diferentes condições geológicas, susceptíveis a distintos graus de reequilíbrios isotópicos Rb/Sr e/ou K/Ar, por todo segmento meridional do Craton do São Francisco.

CAPÍTULO 7 - SUMÁRIO.

Sumarizam-se, neste capítulo, as características mais significativas e as principais conclusões acerca do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional e de sua evolução geológica.

7.1 - SÚMULA DAS CARACTERÍSTICAS GERAIS DAS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS DO COMPLEXO METAMÓRFICO BONFIM SETENTRIONAL.

Conforme foi tratado nos capítulos anteriores, o Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional é um segmento de crosta continental arqueana que aflora na região a leste da Serra da Moeda e a sul da Serra dos Três Irmãos, no Quadrilátero Ferrífero em Minas Gerais.

Este complexo é constituído por variados tipos de rochas ígneas e metamórficas que compreendem, a princípio, oito unidades litoestratigráficas muito distintas e assim designadas: Gnaisses Alberto Flores^{7.1}, Anfibolitos Paraopeba, Gnaisses Souza Noschese, Tonalitos Samambaia, Anfibolitos Candeias, Metadiabásios Conceição de Itaguá e Diabásios Santa Cruz.

Cada uma destas unidades foi investigada geologicamente, de modo a caracterizar os seus aspectos gerais de campo, apoiados por petrografia, geoquímica em rocha total (elementos maiores, menores, traços e terras raras) e geocronologia (métodos U/Pb, Rb/Sr e K/Ar). Sumariza-se, a seguir, as principais características de cada uma delas.

7.1.1 - GNAISSES ALBERTO FLORES.

Estes gnaisses têm a sua distribuição mais expressiva ocorre na porção central da área pesquisada nesta tese.

7.1 - Em obediência aos procedimentos da nomenclatura estratigráfica manteve-se as designação original de Herz (1970) para os Gnaisses Alberto Flores e Souza Noschese.

São rochas leucocráticas, cinzentas, bandadas, muito deformadas, com textura granoblástica e constituídas essencialmente por plagioclásio, microclínio e quartzo, com biotita subordinada. Apatita, zircão e titanita são os acessórios mais significativos. É comum a saussuritização dos plagioclásios, a cloritização e epidotização das biotitas que mostram agulhas de rutilo.

A composição química dos Gnaisses Alberto Flores é predominantemente trondhjemítica de baixo Al_2O_3 . Estes gnaisses têm ainda um caráter metaluminoso a peraluminoso e uma filiação cálcio alcalina. Trata-se de rochas muito silicosas, com teores médios de SiO_2 em torno de 73%.

O padrão geoquímico de terras raras dos Gnaisses Alberto Flores apresenta-se muito fracionado ($\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N}=20$) e possui uma pronunciada anomalia negativa de Eu. Contudo, o seu fracionamento é mais pronunciado nas terras raras leves ($\text{La}_\text{N}/\text{Sm}_\text{N}=3,6$) do que nas terras raras pesadas ($\text{Gd}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N}=2,2$).

A idade mínima (U/Pb) dos Gnaisses Alberto Flores é de 2,92 Ga, obtida a partir do núcleo de um monocristal de zircão. O sobrecrecimento deste mesmo cristal revelou uma idade U/Pb de 2.772 ± 6 Ma. Os zircões destes gnaisses guardam, no entanto, uma herança isotópica do Arqueano Médio, com idade a volta de 3,28 Ga.

Todavia, os sistemas isotópicos Rb/Sr e K/Ar destes gnaisses registraram reequilíbrios isotópicos posteriores relacionados, respectivamente, ao Proterozóico Inferior (no caso do sistema Rb/Sr) e Proterozóico Superior (no caso do sistema K/Ar).

7.1.2 - ANFIBOLITOS PARAPEBA.

São rochas melanocráticas, muito foliadas, de granulação média, que afloram como diques rompidos e boudinados nos Gnaisses Alberto Flores.

Os Anfibolitos Parapeba mostram textura granonematoblástica, caracterizada por leitos de hornblenda acastanhada (principal constituinte) com leitos de plagioclásio (subordinado), em cristais anédricos poligonizados com junções tríplexes. O quartzo é muito raro e está associado ao plagioclásio. Opacos, geralmente em cristais anédricos corroídos, são bordejados por grãos anédricos de titanita. Apatita, titanita e opacos são os acessórios principais. É

comum a saussuritização dos plagioclásios e a presença de biotita crescendo sobre a hornblenda.

Quimicamente, os Anfibolitos Paraopeba têm composição compatível com aquela dos basaltos tholeíticos, mostrando variações para basaltos transicionais e/ou andesi-basaltos. O seu teor médio de SiO_2 é da ordem de 49,73% e o teor de MgO varia de 4,9 a 7,8%.

O padrão geoquímico de elementos de terras raras é pouco fracionado ($\text{La}_N/\text{Yb}_N=2,1$). Ele mostra um fracionamento ligeiramente mais pronunciado nas terras raras leves ($\text{La}_N/\text{Sm}_N=1,5$) e um padrão mais achatado nas terras raras pesadas ($\text{Gd}_N/\text{Yb}_N=1,0$). Este padrão geoquímico assemelha-se com aquele dos tholeítos arqueanos do tipo TH1 de Condie (1981).

Hornblendas dos Anfibolitos Paraopeba, datadas pelo método K/Ar, acusaram uma idade da ordem de 2,1 Ga.

7.1.3 - GNAISSES SOUZA NOSCHESI.

São rochas leucocráticas de granulação média, que apresentam como característica principal uma foliação de cisalhamento com diferentes caracteres texturais, desde aspectos tipicamente ígneos até feições miloníticas (s.l.). Esta unidade, contudo, não apresenta o bandamento gnáissico característico dos Gnaisses Alberto Flores.

Os Gnaisses Souza Noschese afloram predominantemente na borda norte do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional, na região compreendida entre o domínio dos Gnaisses Alberto Flores, a sul, e os metassedimentos do Supergrupo Minas, a norte.

Apresentam textura granoblástica, pouco recrystalizada e são constituídos predominantemente por microclínio com plagioclásio subordinado e quartzo anédrico intersticial. Biotita cloritizada e moscovita são minerais varietais e mostram leitos alternados com minerais quartzo-feldspáticos nas amostras mais cisalhadas. Apatita, zircão, titanita e opacos são os acessórios mais comuns. Além da cloritização das biotitas, é comum a saussuritização dos feldspatos.

Quimicamente, os Gnaisses Souza Noschese têm uma composição essencialmente granítica, filiação cálcio alcalina e natureza peralcalina a peraluminosa, com exemplares de natureza metaluminosa. Os seus teores médios de SiO_2 são da ordem de 73,55%.

O padrão geoquímico de elementos de terras raras é pouco fracionado ($\text{La}_N/\text{Yb}_N=8$), mas apresenta profundas anomalias de Eu. O seu fracionamento em terras leves ($\text{La}_N/\text{Sm}_N=2,0$) é ligeiramente menor que aquele de terras raras pesadas ($\text{Gd}_N/\text{Yb}_N=2,4$). Este padrão é contrastante com aquele apresentado pelos Gnaisses Alberto Flores, pois mostra-se menos fracionado e com maiores anomalias de Eu. Além disto, os Gnaisses Souza Noschese são, pelo menos, duas vezes mais enriquecidos em terras raras pesadas que os Gnaisses Alberto Flores.

A idade radiométrica dos Gnaisses Souza Noschese ainda é desconhecida. Mas, a julgar pelo seu contexto geológico, acredita-se que estes gnaisses já faziam parte da crosta continental, quando da ocorrência do evento tectôno-termal Rio das Velhas, há 2,78 Ga atrás.

7.1.4 - TONALITOS SAMAMBAIA.

Estas rochas afloram preferencialmente nas imediações da Serra da Moeda, na porção sudeste da área pesquisada, onde constituem um grande corpo intrusivo.

Os Tonalitos Samambaia são rochas leuco- a mesocráticas, cinzentas, de granulação média, com textura hipidiomórfica, exibindo cristais euédricos a subédricos de plagioclásio. Este mineral é o principal constituinte destas rochas, acompanhado por quartzo e microclínio subordinados. Hornblenda e biotita castanha são minerais varietais. Zircão, apatita, opacos e titanita granular são os principais acessórios. Ocorrem ainda a saussuritização dos plagioclásios e cloritização das biotitas e hornblendas.

Sua composição química é essencialmente tonalítica, com teores médios de SiO_2 situados em torno de 65,57%. Estes tonalitos tem uma filiação cálcio alcalina e uma natureza essencialmente metaluminosa.

O padrão geoquímico dos elementos de terras raras é o mais enriquecido de todo Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional. Ele é muito fracionado ($La_N/Yb_N=20$) mas as suas anomalias negativas de Eu são muito discretas. Por outro lado, o seu fracionamento em terras raras leves ($La_N/Sm_N=4,0$) é bem mais pronunciado que aquele de terras raras pesadas ($Gd_N/Yb_N=2,6$). No geral, este padrão é, pelo menos, duas vezes mais enriquecido que aquele apresentado pelos Gnaisses Alberto Flores.

Os Tonalitos Samambaia tem uma idade U/Pb de $2.780 \pm 3/-2$ Ma, obtida através de zircões e titanitas, que é interpretada como a época de cristalização ígnea destas rochas. Esta idade é, ao mesmo tempo, a época do último evento tectôno-termal de fácies anfibolito ocorrido no âmbito do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional.

7.1.5 - ANFIBOLITOS CANDEIAS.

Estas rochas afloram sob a forma de diques por todo Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional, mas as suas ocorrências mais significativa estão na porção oriental da área pesquisada. Ali, estes anfibolitos estão predominantemente associados aos Tonalitos Samambaia e os Gnaisses Souza Noschese.

Os Anfibolitos Candeias são rochas melanocráticas, equigranulares de granulação média, com raros blastofenocristais de plagioclásio. A sua textura é essencialmente granonematoblástica e estas rochas são constituídas por hornblenda poiquiloblástica (com inclusões de quartzo anédrico) e plagioclásio subordinado. O quartzo é muito raro e mostra-se em pequenos grãos anédricos nos leitos de plagioclásio ou inclusos nas hornblendas. Opacos, titanita, apatita são os acessórios frequentes. Os plagioclásios encontram-se saussuritizados e a hornblenda pode mostrar transformação para biotita e/ou clorita.

Quimicamente, a composição destes anfibolitos é compatível com aquela dos basaltos tholeíticos, com variações para andesi-basaltos e latibasaltos. Mas o caráter mais andesítico destas rochas é realçado por suas razões Nb/Y *versus* Zr/TiO₂, em vista destas rochas serem muito empobrecidas em Nb. O seu teor médio de SiO₂ é da ordem de 50,10%, sendo que os de MgO variam de 3,1 a 6,4%. A sua razão média Na₂O/K₂O é igual a 6,0.

Possuem um padrão geoquímico de elementos de terras raras pouco fracionado ($La_N/Yb_N=2,1$) e o seu fracionamento em terras raras leves ($La_N/Sm_N=1,1$) praticamente idêntico àquele em terras raras pesadas ($Gd_N/Yb_N=1,0$). Este padrão é muito semelhante ao dos Anfibolitos Paraopeba, mas apresenta-se ligeiramente mais enriquecido nas terras raras pesadas. Como este, assemelha-se ao padrão dos tholeítos Arqueanos do tipo TH1 de Condie (1981).

As hornblendas dos Anfibolitos Candelas, datadas pelo método K/Ar, acusaram uma idade da ordem de 1,7 Ga.

7.1.6 - GRANITOS BRUMADINHO.

Estas rochas por todo o Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional na forma de diques ou pequenos corpos intrusivos. A sua feição mais típica é o dique que trunca a foliação milonítica dos Gnaisses Alberto Flores, no local tipo destas unidades, situado na pedreira a 4,5 Km a sudeste de Brumadinho.

Os Granitos Brumadinho são rochas leucocráticas cinzentas, de granulação média, com textura hipidiomórfica e constituídas predominantemente por microclínio com plagioclásio e quartzo subordinados. A biotita é muito rara e mostra-se freqüentemente cloritizada. Os acessórios mais comuns são apatita, zircão, titanita e opacos. Os feldspatos encontram-se freqüentemente saussuritizados.

Sua composição química é granítica (s.s.) e a sua filiação cálcio alcalina. Estas rochas tem um caráter peralcalino a metaluminoso. O seu teor médio de SiO_2 é da ordem de 70,8%.

O padrão geoquímico de terras raras destes granitos é altamente fracionado ($La_N/Yb_N=40$). Este fracionamento é sempre mais pronunciado nas terras pesadas ($Gd_N/Yb_N=4,3$) do que nas terras raras leves ($La_N/Sm_N=3,4$). Além disto, as anomalias negativas de Eu são muito discretas, sendo muito empobrecido nas terras raras pesadas; mostrando, inclusive, anomalias negativas de Yb. No geral este padrão geoquímico dos Granitos Brumadinho é, pelo menos, duas vezes mais empobrecido que àquele dos Gnaisses Alberto Flores.

Os Granitos Brumadinho têm uma idade U/Pb de 2.703 $\pm$ 24/-20 Ma (em zircões), interpretada como a época de sua cristalização ígnea.

7.1.7 - METADIABÁSIOS CONCEIÇÃO DE ITAGUÁ.

Os Metadiabásios Conceição de Itaguá afloram por todo Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional, em diques de variadas espessuras e dimensões. As ocorrências mais espetaculares foram encontradas na porção noroeste da área, nas imediações da localidade de Conceição de Itaguá e, também, na mineração de ferro da Estação Souza Noschese.

São rochas melanocráticas, faneríticas, equigranulares ou porfíricas (neste caso com fenocristais centimétricos de plagioclásio). Mostram textura intergranular reliquiar, caracterizada por cristais ripiformes de plagioclásio (saussuritizados) com cristais anédricos intersticiais hornblenda e pseudomorfos de clinopiroxênio, que está transformado num agregado de anfibólio verde, epidoto, titanita, biotita castanha, estilpnomelana e opacos. O quartzo é muito raro e aparece intersticialmente, assim como o feldspato alcalino. Os opacos mostram cristais anédricos, corroídos e bordejados por titanita anédrica. Apatita é outro acessório comum.

Quimicamente, possuem uma composição muito diferenciada, que compreende basaltos tholeíticos, lati-basaltos, latitos, muggearitos e lati-andesitos. O seu teor médio de SiO₂ é da ordem de 51,36% e os teores de MgO variam de 2,1 a 4,7%. Estes metadiabásios são muito enriquecidos em TiO₂, com teores que variam de 1,9 a 3,6%.

O padrão geoquímico dos elementos de terras raras é altamente fracionado, com razão La_N/Yb_N=15. O seu fracionamento, contudo, é mais pronunciado nas terras raras pesadas (Gd_N/Yb_N=2,1) do que nas terras raras leves (La_N/Sm_N=1,8). Estas características são muito contrastantes com aquelas dos Anfibolitos Paraopeba e Candeias. Além disto, o padrão geoquímico dos Metadiabásios Conceição de Itaguá é três vezes, pelo menos, mais enriquecido em terras raras leves que os padrões geoquímicos das unidades anfibolíticas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional.

Hornblendas dos Metadiabásios Conceição de Itaguá, datadas pelo

método K/Ar, acusaram uma idade aparente da ordem de 1,0 Ga, interpretada como a provável época da cristalização ígnea destas rochas.

7.1.8 - DIABÁSIOS SANTA CRUZ.

Os Diabásios Santa Cruz estão amplamente disseminados por todo Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional, aflorando em estreitos diques, geralmente muito alterados.

São rochas melanocráticas, não foliadas, afaníticas a faneríticas de granulação fina, com textura intergranular (cristais ripiformes de plagioclásio e grão anédricos intersticiais de augita) ou ofítica (cristais ripiformes de plagioclásio inclusos no piroxênio). O plagioclásio, de maneira geral, é o principal constituinte destas rochas e mostra cristais euédricos a subédricos límpidos e zonados. O clinopiroxênio mostra-se em cristais anédricos e mais raramente subédricos e pode estar substituído, das bordas para o centro, por um anfibólio de cor verde ou, mais raramente, por biotita castanha. O quartzo é raro e mostra cristais anédricos intersticiais, assim como o microclínio. Os opacos apresentam-se em cristais anédricos, corroídos e bordejados por titanita anédrica. Apatita é outro acessório muito frequente.

Sua composição química varia de basaltos tholeíticos a latitos, com termos andesi-basálticos e andesíticos. B O teor médio de SiO_2 é da ordem 49,63% e aqueles de MgO variam de 3,3 a 6,0%. Estas rochas são, a exemplo dos Metadiabásios Conceição de Itaguá, muito enriquecidas em TiO_2 , com teores que variam de 2,1 a 3,3%.

A idade radiométrica dos Diabásios Santa Cruz ainda é desconhecida. Contudo, extrapolações com rochas petrograficamente semelhantes, datadas no Quadrilátero Ferrífero, sugerem que este magmatismo está relacionado ao final do Proterozóico Superior.

7.2 - EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DO COMPLEXO METAMÓRFICO BONFIM SETENTRIONAL.

De acordo com as idades U/Pb, em zircões e titanitas, a evolução geológica do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional teve início no Arqueano Médio,

mas foi especialmente processada no Arqueano Superior. Das oito unidades litoestratigráficas deste complexo, pelo menos três delas foram comprovadamente colocadas (e.g. Tonalitos Samambaia e Granitos Brumadinho) e/ou retrabalhadas (e.g. Gnaisses Alberto Flores) na crosta, no decorrer deste período. Porém, a julgar pelas suas relações geológicas, acredita-se que os Anfibolitos Paraopeba, Gnaisses Souza Noschese e Anfibolitos Candeias também estejam relacionados a este período.

Assim, o grosso das unidades litoestratigráficas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional associa-se a um evento tectôno-termal maior, ocorrido a volta de 2,78 Ga atrás, aqui denominado informalmente de Evento Rio das Velhas. No decorrer deste evento, os Gnaisses Alberto Flores, assim como Anfibolitos Paraopeba e os Gnaisses Souza Noschese, já constituintes da crosta continental, foram invadidos por um magmatismo cálcio alcalino que originou os Tonalitos Samambaia e, provavelmente, por outro magmatismo associado, de filiação mais andesítica, que deu origem aos Anfibolitos Candeias. Por esta mesma época, com base em algumas idades U/Pb em zircão, teve ainda lugar um vulcanismo félsico no âmbito do Supergrupo Rio das Velhas. Este cenário geológico, envolvendo magmatismos cálcio-alcalinos e andesíticos sugere, para este evento tectôno-termal, um ambiente geológico semelhante àqueles das margens ativas da moderna tectônica de placas.

Contudo, este segmento crustal estudado esteve submetido, desde o Arqueano Superior, a processos tectônicos que foram responsáveis pelo aparecimento de uma foliação milonítica, de direção preferencialmente NS. O registro mais precoce desta foliação está balizado temporalmente pela idade U/Pb dos Granitos Brumadinho, que foram colocados na crosta a volta de $2.703 \pm 24/-20$ Ma atrás, culminando, por esta época, a evolução crustal do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional, no Arqueano Superior.

Entretanto, no decorrer do Proterozóico, o Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional foi retomado tectonicamente, registro este representado por zonas de cisalhamento, preferencialmente NS. Ao que tudo indica, este tectonismo aproveitou-se das zonas de cisalhamento NS do Arqueano Superior e foi responsável pela arquitetura atual do Quadrilátero Ferrífero, que posiciona complexos metamórficos nas margens ou no interior da sequência supracrustal.

No entanto, a julgar pelos resultados U/Pb dos zircões e titanitas dos Tonalitos Samambaia, esta retomada tectônica ocorreu sob condições metamórficas de

baixo grau, condizentes com a fácies xisto verde. Assim mesmo, ela influenciou consideravelmente sobre o sistema Rb/Sr, de modo a promover reequilíbrios parciais e novas razões isotópicas nos sistemas rochosos deste complexo. Como decorrência deste rejuvenescimento parcial, as idades isocrônicas Rb/Sr de algumas das unidades arqueanas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional (Gnaisses Souza Noschese, Tonalitos Samambaia Granitos Brumadinho) revelaram valores inusitados no âmbito do padrão geocronológico regional (e.g. 1,295 a 0,982 Ga), além de elevadas razões iniciais $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ (e.g. 0,713 a 1,0).

Por não estarem relacionadas a eventos tectôno-termais responsáveis pelo aparecimento de novas unidades crustais, estas idades Rb/Sr estão destituídas de significado geocronológico. Contudo, este panorama isotópico, revelado a partir do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional, é altamente significativo como modelo a ser explorado no futuro, no que toca ao comportamento geral do sistema Rb/Sr sob condições metamórficas de baixo grau, e pode portanto modelar outras situações de mesma ordem.

Ainda no decorrer do Proterozóico, o Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional foi palco de mais dois eventos magmáticos, que estão representados, respectivamente, pelos Metadiabásios Conceição de Itaguá e Diabásios Santa Cruz. Com base na geocronologia efetuada a nível da área estudada (idades K/Ar em hornblenda) e também a nível regional (idades U/Pb em zircão e badeleíta), estas duas unidades estão relacionadas ao Proterozóico Superior.

Como resultado desta evolução geológica o Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional enquadra-se tectonicamente como o limite ocidental do Cinturão Mineiro de idade transamazônica, como apresentado na Figura 5.2. Deste complexo, para oeste, configura-se um fragmento crustal já consolidado no Arqueano Superior e aqui designado informalmente de Província Arqueana Divinópolis. Nos setores marginais desta província com o Cinturão Mineiro, a exemplo do fragmento crustal estudado, os sistemas isotópicos Rb/Sr e K/Ar mostraram-se rejuvenescidos por ação dos processos tectônicos ocorridos no Proterozóico.

CAPÍTULO 8 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.

- ABBOTT, D.H. & HOFFMAN, S.E. - 1984 - Archean plate tectonics revisited. 1. Heat flow, spreading rate, and the age of subducting oceanic lithosphere and their effects on the origin and evolution of continents. *Tectonics*, **3**:429-448.
- ALDRICH, L.T.; HART, S.R.; TILTON, G.R.; DAVIS, G.L.; RAMA, S.N.I.; STEIGER, R.; RICHARDS, J.R.; GERKEN, J.S. - 1964 -Isotope Geology. ANNUAL REPORT OF THE DIRECTOR OF THE DEPARTMENT TERRESTRIAL MAGNETISM. **63**:328-340.
- ALKMIM, F.F. de; CARNEIRO, M.A.; MARSHAK, S. - (no prelo) - Estruturas Extensionais nas Bordas e Interior do Complexo Metamórfico Bonfim (Q.F.) e suas Implicações Tectônicas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 6; Semana de Estudos Geológicos, 30., Ouro Preto, 1991. *Resumos...* Ouro Preto, SBG/NMG.
- ALMEIDA, F.F.M - 1977 - O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, **7**:349-364.
- ALMEIDA, F.F.M - 1978 - A evolução dos cratons Amazônico e do São Francisco comparada com a de seus homólogos do hemisfério norte. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA., 30, Recife, 1978. *Resumos...* Recife, SBG, v. **1**, p. 342.
- AMARAL, G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; REYNOLDS, J.H. - 1966 - Potassium-argon dates of basaltic rocks from southern Brazil. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **30**:159-189.
- ANHAEUSSER, C.R. - 1973 - The evolution of the early Precambrian crust of southern Africa. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, **A 273**:359-388.
- ARKANI-HAMED, J. & JOLLY, W.T. - 1989 - Generation of Archean tonalites. *Geology*, **17**:307-310.
- ARMSTRONG, R.L. - 1990 - The persistent myth of crustal growth. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON GEOCHRONOLOGY, COSMOCHRONOLOGY AND ISOTOPE GEOLOGY. 7., Canberra, 1990. *Abstracts...* Canberra, Geological Society of Australia. p. 4.
- ASMERON, Y.; DAMON, P.; SHAFIQUILLAH, M.; DICKINSON, W.R.; ZARTMAN, R.E. - 1991 - Resetting of Rb-Sr ages of volcanic rocks by low-grade burial metamorphism. *Chemical Geology*, **87**:167-173.
- BABINSKI, M.; CHEMALE Jr., F.; VAN SCHMUS, W.R. - 1991 - Geocronologia Pb/Pb em Rochas Carbonáticas do Supergrupo Minas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 3, São Paulo, 1991. *Resumos...* São Paulo, SBGq, v. **2**, p. 628-631.
- BARD, J.P. - 1980 - *Microtexture des roches magmatiques et métamorphiques*. Paris, Masson, 192 p.
- BARKER, F. - 1979 - Trondjemite: Definition, environment and hypotheses of origin. In: BARKER, F. (ed), *Trondjemites, Dacites and Related Rocks*. Amsterdam, Elsevier, p. 1-12.

- BARKER, F. & ARTH, H.G. - 1976 - Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archean bimodal trondhjemite-basalt suite. *Geology*, 4:596-600.
- BARKER, F.; ARTH H.G.; PETERMAN, Z.E.; FRIEDMAN, I. - 1976 - The 1.7 to 1.8-b.y. old trondhjemites of southwestern Colorado and northern New Mexico: Geochemistry and depths of genesis. *Geological Society of America Bulletin*, 87:189-198.
- BARTON, J.M. & van REENEN, D.D. - 1992 - The significance of Rb-Sr ages of biotite and phlogopite for the thermal history of the Central and Southern Marginal Zones of the Limpopo belt of southern Africa and Adjacent portions of the Kaapvall Craton. *Precambrian Research*, 55:17-31.
- BEAKHOUSE, G.P.; McNUTT, R.H.; KROGH, T.E. - 1988 - Comparative Rb-Sr and U-Pb zircon geochronology of late- to post-tectonic plutons in the Winnipeg River belt, northwestern Ontario, Canada. *Chemical Geology*, 72:337-351.
- BELO DE OLIVEIRA, O.A. & TEIXEIRA, W. - 1990 - Evidências de uma tectônica tangencial proterozóica no Quadrilátero Ferrífero, MG. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA., 36, Natal, 1990. *Anais...* Natal, SBG, v. 6, p. 2589-3604.
- BELLIENI, G.; PICCIRILLO, E.M.; ZANETTIN, B. - 1981 - *Classification and nomenclature of basalts*. IUGS, Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks, 19p. (Contribution 81).
- BESWICK, A.E. & SOUCIE, G. - 1978 - A correction procedure for metasomatism in an Archean Greenstone belt. *Precambrian Research*, 6:235-248.
- BLACK, L.P.; WILLIAMS, I.S.; COMPSTON, W. - 1986 - Four zircon ages from one rock: the history of a 3930 Ma old granulite from Mount Sones, Enderby Land, Antarctica. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 94:427-437.
- BOWRING, S.A.; WILLIAMS, I.S.; COMPSTON, W. - 1989 - 3.96 Ga gneisses from the Slave province, Northwest Territories, Canada. *Geology*, 17:971-975.
- BREWER, T.S. & ATKIN, B.P. - 1989 - Elemental Mobilities Produced by Low-grade Metamorphic Events. A Case Study from the Proterozoic Supracrustals of Southern Norway. *Precambrian Research*, 45:143-158.
- BRIDGWATER, D. & COLLERSON, K.D. - 1976 - The Major Petrological and Geochemical Characters of the 3,600 m.y. Uivak Gneisses from Labrador. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 54:43-59.
- BRIDGWATER, D.; ROSING, M.; SCHIOTTE, L. - 1989 - The effect of fluid-controlled element mobility during metamorphism on whole rock isotope systems, some theoretical aspects and possible examples. In: BRIDGWATER, D. (ed), *Fluid Movements - Element Transport and the Composition of the Deep Crust*. Dordrecht, Kluwer Academic Publishers, p. 277-298.
- BRITO NEVES, B.B. de; CORDANI, U.G.; TORQUATO, J.R.F. - 1980 - Evolução geocronológica do Precambriano do Estado da Bahia. In: INDA, H.A.V. & DUARTE, F.B. (eds), *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia, Textos Básicos*. Salvador, SME/CPM. v. 3, p. 1-101.
- BRITO NEVES, B.B. de; TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C.C.G.; KAWASHITA, K. - 1990 - A contribution to the subdivision of the Precambrian in south America. *Revista Brasileira de Geociências*, 20:267-276.

- CAMPBELL, I.H. & TAYLOR, S.R. - 1983 - No water, no granites, no oceans, no continents. *Geophysical Research Letters*, **10**:1061-1064.
- CAMPBELL, I.H. & JARVIS, G.T. - 1984 - Mantle convection and early crustal evolution. *Precambrian Research*, **26**:15-56.
- CANN, J.R. - 1970 - Rb, Sr, Y, Zr and Nb in some ocean floor basaltic rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, **10**:7-11.
- CARMICHAEL, D.M. - 1969 - On the mechanisms of prograde metamorphic reactions in quartz-bearing pelitic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **20**:244-267.
- CARMICHAEL, I.S.E.; TURNER, F.J.; VERHOOGEN, J. - 1974 - *Igneous Petrology*. New York, McGraw-Hill, 739 p.
- CARNEIRO, M.A. - 1985 - *Contribuição à Geologia da Região de São José dos Quatro Marcos - MT*. São Paulo, 156 p. (Dissertação de Mestrado - Instituto de Geociências/USP).
- CARNEIRO, M.A. - 1990a - Características Petrográficas e Geoquímicas dos Diques Máficos da Porção Setentrional do Complexo Metamórfico do Bonfim, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In: WORKSHOP DIQUES MÁFICOS DO BRASIL, 2., São Paulo, 1990. *Boletim especial trabalhos apresentados*, São Paulo, IG/USP, UNESCO. p. 27-32.
- CARNEIRO, M.A. - 1990b - Aspectos Litoestratigráficos Preliminares da Porção Setentrional do Complexo Metamórfico do Bonfim, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal, 1990. *Resumos...* Natal, SBG, p. 342.
- CARNEIRO, M.A. - (no prelo) - O Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 6; SEMANA DE ESTUDOS GEOLÓGICOS, 30., Ouro Preto, 1991. *Resumos...* Ouro Preto, SBG/NMG.
- CARNEIRO, M.A.; ULBRICH, H.H.G.J.; KAWASHITA, K. - 1989 - Petrografia e Geocronologia dos Granitóides de São José dos Quatro Marcos, Sudoeste de Mato Grosso. *Revista Brasileira de Geociências*, **19**:132-140.
- CHEMALE Jr. F.; ROSIERE, C.A.; ENDO, I. - (no prelo) - Evolução Tectônica do quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais - Um Modelo. *Pesquisas*,
- CHEMALE, Jr. F.; ALKMIN, F.F. de; ENDO, I. - 1991 - Tectonics Style of Middle and Upper Proterozoic Supracrustal Rocks in the Interior of the São Francisco Craton. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GONDWANA, 8., Hobart, 1991. *Abstracts...* Hobart, p. 17.
- CLARKE, D. - 1990 - *Newpet*. (programa de aplicação geoquímica para microcomputador). St Johns, Memorial University of Newfoundland. Department of Earth Sciences. Centre for Earth Research Resource.
- CLOUGH, P.W.L. & FIELD, D. - 1980 - Chemical variation in metabasites from a Proterozoic amphibolite-granulite transition zone, S. Norway. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **73**:277-286.
- COMPSTON, W. & PIDGEON, R. T. - 1986 - Jack Hills, evidence of more very old detrital zircons in Western Australia. *Nature*, **321**:766-769.
- CONDIE, K.C. - 1980 - Origin and early development of the Earth's crust. *Precambrian Research*, **11**:183-197.

- CONDIE, K.C. - 1981 - *Archean greenstone belts*. Amsterdam, Elsevier, 434p.
- CONDIE, K.C. - 1985 - Secular Variation in the Composition of Basalts: an Index to Mantle Evolution. *Journal of Petrology*, 26:545-563.
- CONDIE, K.C. - 1986 - Origin and Early Growth Rate of Continents. *Precambrian Research*, 32:261-278.
- CONDIE, K.C. - 1989a - Origin of the Earth's crust. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology (Global and Planetary Change Section)*, 75:57-81.
- CONDIE, K.C. - 1989b - Geochemical changes in basalts and andesites across the Archean-Proterozoic boundary: Identification and significance. *Lithos*, 23:1-18.
- CONDIE, K.C. - 1990a - Geochemical characteristics of Precambrian basaltic greenstones. In: HALL, R.P. & HUGHES, D.J. (eds), *Early Precambrian Basic Magmatism*. Glasgow, Blackie, p. 40-55.
- CONDIE, K.C. - 1990b - Growth and accretion of continental crust: Inferences based on Laurentia. *Chemical Geology*, 83:183-194.
- CONDIE, K.C.; BOBROW, D.J.; CARD, K.D. - 1987 - Geochemistry of Precambrian Mafic Dykes from the Southern Superior Province of the Canadian Shield. In: HALLS, H.C. & FAHRIG, W. (eds), *Mafic Dyke Swarms*. St. John's. G.A.C. p. 95-108.
- CORDANI, U.G. & TEIXEIRA, W. - 1979 - Comentários sobre as determinações geocronológicas existentes para as regiões das Folhas Rio de Janeiro, Vitória e Iguape. *Apendice I*. In: SCHOBENHAUS FILHO, C. (Coord.), *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo: Folhas Rio de Janeiro (SF.23), Vitória (SF.24) e Iguape (SG.23)*. Brasília. DNPM/MME/DGM. p. 175-207.
- CORDANI, U.G. & BRITO NEVES, B.B. de - 1982 - The geologic evolution of south America during the Archaean and Early Proterozoic. *Revista Brasileira de Geociências*, 12:78-88.
- CORDANI, U.G.; TEIXEIRA, W.; SIGA Jr., O. - 1980a - Geocronologia do Quadrilátero Ferrífero. In: SEMANA DE ESTUDOS GEOLÓGICOS, Ouro Preto, 1980. *Anais... Ouro Preto*, SICEG, (inédito).
- CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; MÜLLER, G.; QUADE, H.; REIMER, V.; ROESER, H. - 1980b - Interpretação Tectônica e Petrológica de Dados Geocronológicos do Embasamento no Bordo Sudeste do Quadrilátero Ferrífero/MG. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 52(4):785-799.
- CORDANI, U.G.; TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C.C.G.; KAWASHITA, K.; SATO, K. - 1988 - The growth of the Brazilian shield. *Episodes*, 11(3):163-167.
- CORFU, F. & STOTT, G.M. - 1986 - U-Pb ages for late magmatism and regional deformation in the Shebandowan belt, Superior Province, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 23:1075-1082.
- COX, K.G.; BELL, J.D.; PANKHURST, R.J. - 1979 - *The Interpretation of Igneous Rocks*. London, George Allen & Unwin, 450 p.
- DAVIS, D.W. - 1982 - Optimum linear regression and error estimation applied to U-Pb data. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 19:2141-2149.

- DE LA ROCHE, H.; LETERRIER, J.; GRANDCLAUDE, P.; MARCHAL, M. - 1980 - A classification of volcanic and plutonic rocks using R_1R_2 -diagram and major-element analyses - Its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, **29**:183-210.
- DE LAETER, J.R.; FLETCHER, I.R.; ROSMAN, K.J.R.; WILLIAMS, I.R.; GEE, R.D.; LIBBY, W.G. - 1981 - Early Archaean gneisses from the Yilgarn Block, Western Australia. *Nature*, **292**:322-324.
- DELHAL, J. & DEMAIFFE, D. - 1985 - U-Pb Archaean Geochronology of the São Francisco Craton (Eastern Brazil). *Revista Brasileira de Geociências*, **15**(1):55-60.
- DIMARCO, M.J. & LOWE, D.R. - 1989 - Stratigraphy and Sedimentology of an Early Archean Felsic Volcanic Sequence, Eastern Pilbara Block, Western Australia, with Special Reference to the Duffer Formation and Implications for Crustal Evolution. *Precambrian Research*, **44**:147-169.
- DORR II, J. Van N. - 1969 - Physiographic, Stratigraphic and Structural Development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, **641**(A). 110p.
- DORR II, J. Van N.; GAIR, J.E.; POMERENE, J.G.; RYNEARSON, G.A. - 1957 - Revisão da Estratigrafia Pré-Cambriana do Quadrilátero Ferrífero. *Avulso. Divisão de Fomento da Produção Mineral*, **81**:1-31.
- DOSTAL, J.; STRONG, D.F.; JAMIESON, R.A. - 1980 - Trace element mobility in the mylonite zone within the ophiolite aureole, St. Anthony Complex, Newfoundland. *Earth and Planetary Science Letters*, **49**:188-192.
- DRAKE Jr, A.A. & MORGAN, B.A. - 1980 - Precambrian Plate Tectonics in the Brazilian Shield - Evidence from the Pre-Minas Rocks of Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, **1119**(B):1-19.
- EHLERS, E.G. & BLATT, H. - 1982 - *Petrology Igneous, Sedimentary, and Metamorphic*. San Francisco, W.H. Freeman and Company, 732 p.
- ELLIOTT, R.B. - 1973 - The chemistry of gabbro/amphibolite transitions in south Norway. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **38**:71-79.
- ELLIS, D.J. - 1992 - Precambrian tectonics and the physicochemical evolution of the continental crust. II. Lithosphere delamination and ensialic orogeny. *Precambrian Research*, **55**:507-524.
- ELLIS, D.J. & MABOKO, M.A.H. - 1992 - Precambrian tectonics and the physicochemical evolution of the continental crust. I. The gabbro-eclogite transition revisited. *Precambrian Research*, **55**:491-506.
- ENDO, I. & NALINI JR., H.A. - (no prelo) - Geometria e cinemática das estruturas extensionais e compressionais na borda oeste do sinclinal Moeda, Q.F. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 6; SEMANA DE ESTUDOS GEOLÓGICOS, 30., Ouro Preto, 1991. *Resumos...* Ouro Preto, SBG/NMG.
- ENGEL, A.E.J. & ENGEL, C.G. - 1962 - Progressive metamorphism of amphibolite, northwest Adirondack mountains, New York. In: ENGEL, A.E.J.; JAMES, H.L.; LEONARD, B.F. (eds), *Petrologic Studies: A Volume in Honor of A. F. Buddington*. New York, The G.S.A. p. 37-82.
- EYSINGA, F.W.B. Van - 1970 - Stratigraphic Terminology and Nomenclature; A guide for Editors and Authors. *Earth and Planetary Science Letters*, **6**:267-288.

- FIELD, D. & ELLIOTT, R.B. - 1974 - The chemistry of gabbro/amphibolite transitions in south Norway. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **47**:63-76.
- FIGUEIREDO, M.C.H. & BARBOSA, J.S.F. - no prelo - Terrenos metamórficos de alto grau do Cráton do São Francisco. In: ENCONTRO PREPARATÓRIO DO II SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO. Salvador, 1992.
- FISHER, G.W. - 1970 - The application of ionic equilibria to metamorphic differentiation: an example. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **29**:91-103.
- FLOYD, P.A. & WINCHESTER, J.A. - 1975 - Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth and Planetary Science Letters*, **27**:211-218.
- FLOYD, P.A. & WINCHESTER, J.A. - 1978 - Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements. *Chemical Geology*, **21**:291-306.
- FREY, F.A.; HASKIN, M.A.; POETZ, J.A.; HASKIN, L.A. - 1968 - Rare earth abundances in some basic rocks. *Journal of Geophysical Research*, **73**:6085-98.
- FROUDE, D.O.; IRELAND, T.R.; KINNY, P.D.; WILLIAMS, I.S.; COMPSTON, W.; WILLIAMS, I.R.; MYERS, J.S. - 1983 - Ion Microprobe identification of 4,100-4,200 Myr-old terrestrial zircons. *Nature*, **304**:616-618.
- GELINAS, L.; MELLINGER, M.; TRUDEL, P. - 1982 - Archean mafic metavolcanics from the Royn-Noranda district, Abitibi Greenstone belt. Quebec. 1. Mobility of major elements. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **19**:2258-75.
- GLIKSON, A.Y. & SHERATON, J.W. - 1972 - Early Precambrian Trondhjemitic Suites in Western Australia and Northwestern Scotland, and the Geochemical Evolution of Shields. *Earth and Planetary Science Letters*, **17**:227-242.
- GOMES, N.S. - 1985 - *Petrologisch-geochemische Untersuchungen im Bação-Komplex Eisernes Viereck, Minas Gerais, Brasilien*. Clausthal. 209 p. (Dissertation, Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät, Technischen Universität Clausthal).
- GOMES, N.S. - 1986 - Determinações Geotermométricas e Geobarométricas em Paragêneses Minerais de Alto Grau Metamórfico no Complexo do Bação, Quadrilátero Ferrífero - Minas Gerais. In: CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 34., Goiânia, 1986. *Anais...* Goiânia, SBG. v. 4, p. 1424-36.
- GOMES, N.S. & MÜLLER, G. - 1987 - Caracterização Química de Paragêneses Minerais de Alto Grau Metamórfico no Complexo Bação, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *Revista da Escola de Minas*, **40**(1):25-36.
- GOODWIN, A.M. - 1991 - *Precambrian Geology: The Dynamic evolution of the Continental Crust*. London, Academic Press, 666 p.
- GUIMARÃES, D. - 1933 - Os amphibolitos da região diamantífera do norte de Minas Geraes. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **5**(4):237-258.
- GUIMARÃES, D.; MELO, S.M.G. de; MELO, E.A.V. de - 1967 - O Complexo de Bação. *Boletim do Instituto Geológico*, **2**(1):1-12.
- HAMILTON, W. - 1981 - Crustal evolution by arc magmatism. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, **A 301**:279-291.

- HARDER, E.C. & CHAMBERLIN, R.T. - 1915a - The Geology of Central Minas Geraes, Brazil. *Journal of Geology*, **23**(4):341-378.
- HARDER, E.C. & CHAMBERLIN, R.T. - 1915b - The Geology of Central Minas Geraes, Brazil. *Journal of Geology*, **23**(5):385-424.
- HARRISON, J.E. & PETERMAN, Z.E. - 1980 - Note 52 - A preliminary proposal for a chronometric time scale for the Precambrian of the United States and Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, **91**:377-380.
- HENDERSON, J.B.; CALDWELL, W.G.E.; HARRISON, J.E. - 1980 - North American Commission on Stratigraphic Nomenclature Report 8 - Amendement of Code Concerning Terminology for Igneous and High-Grade Metamorphic Rocks. *Geological Society of America Bulletin*, **91**:374-376
- HERRMANN, A.G. & WEDEPOHL, K.H. - 1970 - Untersuchungen an spilitischen Gesteinen der variskischen geosyncline in Nordwestdeutschland. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **29**:255-274.
- HERZ, N. - 1970 - Gneissic and Igneous Rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, **641**(B):1-58.
- HERZ, N.; HURLEY, P.M.; PINSON, W.H.; FAIRBAIRN, H.W. - 1961 - Age Measurements from a Part of the Brazilian Shield. *Geological Society of America Bulletin*, **72**:1111-1120.
- HICKMAN, M.H. - 1984 - Rb-Sr chemical and isotopic response of gneisses in late Archean shear zones of the Limpopo mobile belt, southern Africa. *Precambrian Research*, **24**:123-130.
- HIPPERTT, J.F.M.; BORBA, R.P.; NALINI JR., H.A. - (no prelo) - O Contato Formação Moeda - Complexo Bonfim: Uma Zona de Cisalhamento Normal na Borda Oeste do Quadrilátero Ferrífero, MG. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 6; SEMANA DE ESTUDOS GEOLÓGICOS, 30., Ouro Preto, 1991. *Resumos...* Ouro Preto, SBG/NMG.
- HUMPHRIS, S.E. & THOMPSON, G. - 1978 - Trace element mobility during hidrothermal alteration of oceanic basalts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **42**:127-136.
- HUNTER, D.R. - 1974 - Crustal development in the Kaapval craton: part 1 - the Archaean. *Precambrian Research*, **1**:259-294.
- HYNES, A. - 1980 - Carbonitization and mobility of Ti, Y and Zr in Ascot formation metabasalts, S.E. Quebec. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **75**:79-87.
- IGA - Instituto de Geociências Aplicadas do Estado de Minas Gerais - 1982 - *Mapeamento Geológico da Região Metropolitana de Belo Horizonte. Escala 1:50.000*. Belo Horizonte. (sem texto explicativo).
- IGA - Instituto de Geociências Aplicadas do Estado de Minas Gerais - 1983 - *Mapeamento Geológico da Região Metropolitana de Belo Horizonte. Escala 1:50.000*. Belo Horizonte. (sem texto explicativo).
- INDA, H.A.V.; SCHORSCHER, H.D.; DARDENNE, M.A.; SCHOBENHAUS, C.; HARALYI, N.L.E.; BRANCO, P.C. de A.; RAMALHO, R. - 1984 - O Craton do São Francisco e a Faixa de Dobramentos Araçuaí. In: SCHOBENHAUS, C; CAMPOS D.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. (eds). *Geologia do Brasil: Texto Explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente*. Brasília, MME/DNPM, p. 193 - 248.

- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. - 1971 - A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **8**:523-548.
- JAHN, B.-m. - 1990 - Early Precambrian basic rocks of China. In: HALL, R.P. & HUGHES, D.J. (eds), *Early Precambrian Basic Magmatism*. Glasgow, Blackie, p. 294-316.
- JAHN, B.-m. & ZHANG, Z.-q. - 1984 - Archean granulite gneisses from eastern Hebei Province, China: rare earth geochemistry and tectonic implications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **85**:224-243.
- JAHN, B.-m.; GLIKSON, A.Y.; PEUCAT, J.J.; HICKMAN, A.H. - 1981 - REE geochemistry and isotopic data of Archean silicic volcanics and granitoids from the Pilbara Block, Western Australia: Implications for the early crustal evolution. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **45**:1633-1652.
- JAHN, B.M.; AUVRAY, B.; SHEN, Q.H.; LIU, D.Y.; ZHANG, Z.Q.; DONG, Y.J.; YE, X.J.; ZHANG, Q.Z.; CORNICHE, J.; MACE, J. - 1988 - Archean crustal evolution in China: the Taishan Complex, and evidence for juvenile crustal addition from long-term depleted mantle. *Precambrian Research*, **38**:381-403.
- JORDT-EVANGELISTA, H.; ALKMIM, F.F. de; MARSHAK, S. - (no prelo) - Metamorfismo progressivo e a ocorrência dos 3 polimorfos de Al_2O_3 (cianita, andaluzita e silimanita) na Formação Sabará em Ibirité, Quadrilátero Ferrífero, MG. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 6; SEMANA DE ESTUDOS GEOLÓGICOS, 30., Ouro Preto, 1991. *Resumos...* Ouro Preto, SBG/NMG.
- KAWASHITA, K. - 1972 - *O método Rb/Sr em rochas sedimentares. Aplicação para as bacias do Paraná e Amazonas*. São Paulo, 111p. (Tese de Doutorado - Instituto de Geociências/USP).
- KAWASHITA, K.; SONOKI, I. K.; SATO, K.; SONOKI, H. M. - 1990 - Regressões lineares em geocronologia: Isócronas, errócronas e pseudoisócronas. *Boletim IG-USP. Série Científica*, **21**:53-72.
- KINNY, P.D. - 1986 - 3820 Ma zircons from a tonalitic Amîtsoq gneiss in the Godthab district of southern Greenland. *Earth and Planetary Science Letters*, **79**:337-347.
- KNOOPER, M.W. & CONDIE, K.C. - 1988 - Geochemistry and Petrogenesis of early proterozoic amphibolites, west-central Colorado, U.S.A. *Chemical Geology*, **67**:209-225.
- KRAMERS, J.D. - 1988 - An open-system fractional crystallization model for very early continental crust formation. *Precambrian Research*, **38**:281-295.
- KROGH, T.E. - 1973 - A low-contamination method for hidrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **37**:485-494.
- KROGH, T.E. - 1982a - Improved accuracy of U-Pb dating by selection of more concordant fractions using a high gradient magnetic separation technique. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **46**:631-636.
- KROGH, T.E. - 1982b - Improved accuracy of U-Pb ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **46**:637-649.
- KRÖNER, A. - 1981 - Precambrian plate tectonics. In: KRÖNER, A. (ed). *Precambrian Plate Tectonics*. Amsterdam, Elsevier, pp. 57-90.

- KRÖNER, A. - 1985 - Evolution of the Archean continental crust. *Annual Review Earth Planetary Sciences*, **13**:49-74.
- KRÖNER, A.; COMPSTON, W.; WILLIAMS, I.S. - 1989 - Growth of early Archaean crust in the Ancient Gneiss Complex of Swaziland as revealed by single zircon dating. *Tectonophysics*, **161**:271-198.
- LADEIRA, E.A. - 1980 - *Metallogenesis of Gold at the Morro Velho Mine, and in Nova Lima District, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil*. London, 272 p. (Ph.D Thesis, University of Western Ontario).
- LADEIRA, E.A. - 1985a - Alguns temas polêmicos da geologia Pré-Cambriana de Minas Gerais e sugestões de investigações para resolvê-los. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 3, Belo Horizonte, 1985. *Anais...* Belo Horizonte, SBG/NMG, p. 354-365. (Boletim 5).
- LADEIRA, E.A. - 1985b - Metalogênese do Ouro na Mina de Morro Velho e no Distrito de Nova Lima, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. In: *Contribuições à Geologia e à Petrologia*. Belo Horizonte, CBMM. p. 95-151 (Núcleo de Minas Gerais, SBG, Boletim Especial).
- LADEIRA, E.A. & VIVEIROS, J.F.M - 1984 - Hipótese sobre a estruturação do Quadrilátero Ferrífero com base nos dados disponíveis. *Boletim Especial* (Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo de Minas Gerais), **4**:1-14.
- LADEIRA, E.A. & ROESER, H.M.P. - 1983 - Petrography of the Rio das Velhas Greenstone Belt, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, **1**(3-4):430-445.
- LE BAS, M.J.; LE MAITRE, R.W.; STRECKEISEN, A.; ZANETTIN, B. - 1986 - A chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram. *Journal of Petrology*, **27**:745-750.
- LEAKE, B.E. - 1964 - The Chemical Distinction Between ortho- and para- amphibolites. *Journal of Petrology*, **5**:238-254.
- LUDDEN, J.; GELINAS, L.; TRUDEL, P. - 1982 - Archean metavolcanics from the Rouyn-Noranda district, Abitibi Greenstone Belt, Quebec, 2. Mobility of trace elements and petrogenetic constraints. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **19**:2276-87.
- MAALOE, S. - 1982 - Petrogenesis of Archean tonalites. *Geologische Rundschau*, **71**:328-345.
- MACHADO FILHO, L.; RIBEIRO, M.W.; GONZALEZ, S.R.; SCHENINI, C.A.; NETO, A. dos S.; PALMEIRA, R.C de B.; TEIXEIRA, W.; CASTRO, H.E.F. de - 1983 - *Geologia*. In: PROJETO RADAMBRASIL, *Folhas SF.23/24 Rio de Janeiro Vitória*. Rio de Janeiro. DNPM/MME/SG. p. 27-304. (Levantamento de Recursos Naturais, 32).
- MACHADO, N. & CARNEIRO, M.A. - (no prelo) - Um Significativo Evento Tectono-termal de 2,78 Ga no Quadrilátero Ferrífero: Evidências U/Pb a partir do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 6; SEMANA DE ESTUDOS GEOLÓGICOS, 30., Ouro Preto, 1991. *Resumos... Ouro Preto, SBG/NMG*.
- MACHADO, N. & CARNEIRO, M.A. -(no prelo) - U-Pb evidence of Late Archean tectonothermal activity in southern São Francisco shield, Brazil. *Canadian Journal of Earth Sciences*,

- MACHADO, N. & SCHRANK, A. - 1989 - Geocronologia U/Pb no maciço de Piumhi - Resultados Preliminares. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS 5, e SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE BRASÍLIA 1, Belo Horizonte, 1989. *Anais....* Belo Horizonte, SBG/NMG, p. 45-49 (Boletim 10).
- MACHADO, N.; GOULET, N.; GARIÉPY, C. - 1989a - U-Pb geochronolgy of reactivated Archean basement and of Hudsonian metamorphism in the northern Labrador Trough. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **26**:1-15.
- MACHADO, N.; NOCE, C.M.; OLIVEIRA, O.A.B de; LADEIRA, E.A. - 1989b - Evolução Geológica do Quadrilátero Ferrífero no Arqueano e Proterozóico Inferior, com Base em Geocronologia U-Pb. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS 5, e SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE BRASÍLIA 1, Belo Horizonte, 1989. *Anais....* Belo Horizonte, SBG/NMG, p. 1-4 (Boletim 10).
- MACHADO, N.; SCHRANK, A.; ABREU, F.R.; KNAUER, L.G.; ALMEIDA-ABREU, P.A. - 1989c - Resultados Preliminares da Geocronologia U/Pb na Serra do Espinhaço Meridional. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS 5, e SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE BRASÍLIA 1, Belo Horizonte, 1989. *Anais....* Belo Horizonte, SBG/NMG, p. 171-174 (Boletim 10).
- MACHADO, N.; PHILLIPE, S.; DAVI, J.; GARIÉPY, C. - 1991a - *Géochronologie U-Pb du territoire québécois: Fosses du Labrador et de l'Ungava et Sous-province de Pontiac*. Ministère de l'Energie et des Ressources, **MB 91-07**, 50 p.
- MACHADO, N.; LINDENMAYER, Z.; KROGH, T.E.; LINDENMAYER, D. - 1991b - U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil. *Precambrian Research*, **49**:329-354.
- MACHADO, N.; NOCE, C.M.; CARNEIRO, M.A. - 1992 - U-Pb ages constraints on a major late Archean event in the Southern São Francisco Craton, Brazilian Shield. In: JOINT ANNUAL MEETING/CONGRESS ANNUEL COMMUN, Wolfville 1992. *Abstracts/Résumés...* Wolfville, GAC/AGC, MAC/AMC, v. **17** p. A70.
- MackENZIE, W.S.; DONALDSON, D.H.; GUILFORD, C. - 1982 - *Atlas of igneous rocks and their textures*. London, Longman, 148 p.
- MackENZIE, W.S. & GUILFORD, C. - 1984 - *Atlas of rock-forming minerals in thin section*. London, Longman, 98 p.
- MANIAR, P.D. & PICCOLLI, P.M. - 1989 - Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, **101**:635-643.
- MARINHO, M.M. - 1991 - *La séquence volcano-sédimentaire de Contendas-Mirante et la bordure occidentale du bloc de Jequié (Craton du São Francisco, Brésil): Um exemple de transition Archéen-Proterozoïque*. Clermont Ferrand, 111p. (Tese de Doutorado, Université Blaise Pascal).
- MARSHAK, S. & ALKMIM, F.F. de - 1989 - Proterozoic Contraction/Extension Tectonics of the Southern São Francisco Region, Minas Gerais, Brazil. *Tectonics*, **8**(3):555-571.
- MARSHAK, S.; ALKMIM, F.F. de; JORDT-EVANGELISTA, H. - 1992 - Proterozoic crustal extension and the generation of dome-and-keel structure in an Archaean granite-greenstone terrane. *Nature*, **357**:491-493.

- MARTIN, H. - 1985 - *Nature, origine et évolution d'un segment de croûte continentale archéenne: contraintes chimiques et isotopiques. Exemple de la Finlande orientale*. Centre Armoricain D'étude Structurale des Socles, Rennes, 392 p (Memoires et Documents du Centre Armoricain D'étude Structurale des Socles, I).
- MARTIN, H. - 1986 - Effect of steeper Archean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas. *Geology*, **14**:753-756.
- MARTIN, H. - 1987 - Petrogenesis of Archean Trondhjemites, Tonalites and Granodiorites from Eastern Finland: Major and Trace Element Geochemistry. *Journal of Petrology*, **28**:921-953.
- MARTIN, H.; CHAUVEL, C.; JAHN, B.-M. - 1983 - Major and trace element geochemistry and crustal evolution of Archean granodioritic rocks from eastern Finland. *Precambrian Research*, **21**:159-180.
- MARTIN, H.; SABATÉ, P.; PEUCAT, J. J.; CUNHA, J. C. - 1991 - An early Archean crustal segment (3,4 Ga): the Sete Voltas massif (Bahia, Brazil). *Compte Rendu d'Académie Sciences Paris*, **313**:531-538.
- MASCARENHAS, J. de F.; PEDREIRA, A.J.; MISI, A.; MOTTA, A.C.; SÁ, J.H. da S. - 1984 - Província São Francisco. In: ALMEIDA, F.F.M. de & HASUI, Y. (eds.) *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Edgar Blücher, p. 46-122.
- MASON, B. - 1958 - *Principles of Geochemistry*. New York, John Wiley and Sons, 329 p.
- MASON, B. & MOORE, C. B. - 1982 - *Principles of Geochemistry*. New York, John Wiley and Sons, 344 p.
- MASUDA, A.; NAKAMURA, N.; TANAKA, T. - 1973 - Fine structures of mutually normalised rare-earth pattern of chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **36**:239-348.
- MAX, M.D. & SONET, J. - 1979 - A Grenville age for pre-Caledonian rocks in NW Co. Mayo, Ireland. *Journal of Geological Society of London*, **136**:379-382.
- McGREGOR, V.R. - 1973 - The early Precambrian gneisses of the Godthab district, West Greenland. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, **A 273**:343-358.
- McGREGOR, V.R. - 1979 - Archean gray gneisses and the origin of the continental crust: Evidence from the Godthab region, West Greenland. In: BARKER, F. (ed), *Trondhjemites, Dacites, and Related Rocks*. Amsterdam, Elsevier, p. 169-200.
- MENEZES, A.B. - 1992 - *O Enxame de Diques Máficos de Uauá - Bahia: Caracterização Petrográfica e Geoquímica*. São Paulo. 126p. (Dissertação de Mestrado - Instituto de Geociências/USP).
- MESCHEDE, M. - 1986 - A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology*, **56**:207-218.
- MIDDLEMOST, E.A.K. - 1989 - Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks. *Chemical Geology*, **77**:19-26.
- MOINE, B. - 1969 - Orthoamphibolites et formations métasédimentaires calco-magnésiennes de la région d'Ambatofinandrahana (Madagascar). Contribution au problème de l'origine des amphibolites. *Sciences de la Terre*, **14**(2):107-138.

- MULLEN, E.D. - 1983 - $MnO/TiO_2/P_2O_5$: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters*, **62**:53-62.
- MURPHY, J.B. & NANCE, R.D - 1991 - Supercontinent model for the contrasting character of Late Proterozoic orogenic belts. *Geology*, **19**:469-472.
- MURPHY, J.B. & NANCE, R.D - 1992 - Mountain Belts and the Supercontinent Cycle. *Scientific American*, **266**(4):84-91.
- MYERS, J.S. - 1976 - The Early Precambrian Gneiss Complex of Greenland. In: WINDLEY, B.F. (ed), *The Early History of the Earth*. London, John Wiley & Sons, p. 165-176.
- NOCE, C.M.; MACHADO, N.; CARNEIRO, M.A. - 1992 - 600 Ma of Polyphase Archean Evolution of the Southern São Francisco Craton, Brazil. *Eos, Transactions, American Geophysical Union, Supplement*, **73**(14):319.
- NISBET, E.G. - 1986 - *The Young earth: An Introduction to Archean Geology*. London, G. Allen & Unwin, 402 p.
- NUTMAN, A.P. & BRIDGWATER, D. - 1986 - Early Archaean Amîtsoq tonalites and granites of the Isukasia area, southern West Greenland: development of the oldest-known sial. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **94**:137-148.
- NUTMAN, A. P. & CORDANI, U. G. - (no prelo) - SHRIMP U-Pb Zircon Geochronology of Archaean Gneisses, São Francisco Craton, Bahia, Brazil. *Precambrian Research*,
- NUTMAN, A.P.; FRIEND, C.R.L.; BAADSGAARD, G.; MCGREGOR, V.R. - 1989 - Evolution and assembly of Archean gneiss terranes in the Godthabsfjord region, Southern West Greenland: Structural, metamorphic, and isotopic evidence. *Tectonics*, **8**:573-589.
- O'CONNOR, J.T. - 1965 - A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, **525**(B)79-84.
- OLIVEIRA, M.A.F.T. de - 1989 - *O Enxame de Diques máficos de Olivença: Aspectos Geoquímicos e Petrogenéticos*. São Paulo, 2 v. (Tese de Doutorado - Instituto de Geociências/USP).
- O'NIONS, R.K. & PANKHURST, R.J. - 1978 - Early Archaean Rocks and Geochemical Evolution of the Earth's Crust. *Earth and Planetary Science Letters*, **38**:211-236.
- PEARCE, J.A. - 1982 - Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: THORPE, R.S. (ed.), *Andesites. Orogenic andesites and related rocks*. Chichester, J. Wiley & Sons, p. 525-547.
- PEARCE, J.A. - 1983 - Role of the Sub-continental Lithosphere in Magma Genesis at Active Continental Margins. In: HAWKESWORTH, C.J. & NORRY, M.J. (eds), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Nantwich, Shiva, p. 230-349.
- PEARCE, J.A. - 1986 - A "user guide" to Basalt Discrimination Diagrams. In: TARNEY, J. (ed), *Oceanic basalts*. Glasgow, Blackie, p.
- PEARCE, J.A. & CANN, J.R. - 1973 - Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, **19**:290-300.
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W.; TINDLE, A.G. - 1984 - Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Geology*, **25**(4):956-983.

- PETRI, S.; COIMBRA, A.M.; AMARAL, G.; PONÇANO, W.L. - 1986a - Guia de Nomenclatura Estratigráfica. *Revista Brasileira de Geociências*, 16:376-415.
- PETRI, S.; COIMBRA, A.M.; AMARAL, G.; OJEDA y OJEDA, H.A.; FÚLFARO, V.J.; PONÇANO, W.L. - 1986b - Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica. *Revista Brasileira de Geociências*, 16:372-376.
- PFLUG, R. - 1968 - *Observação sobre a estratigrafia da série Minas na região de Diamantina, Minas Gerais*. Notas Preliminares e Estudos DNPM (142):1-20.
- PFLUG, R. & RENGGER, F. - 1973 - Estratigrafia e evolução geológica da margem sudeste do Craton Sanfranciscano. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA., 27, Aracaju, 1973. *Anais...* Aracaju, SBG, v. 2, p. 5-19.
- PHARAOH, T.C. & PEARCE, J.A. - 1984 - Geochemical Evidence for the Geotectonic Setting of Early Proterozoic Metavolcanic Sequences in Lapland. *Precambrian Research*, 25:283-308.
- PINSON, W.H.; WHITTEMORE, D.O.; FAIRBAIRN, H.W.; HURLEY, P.M. - 1967 - Rb-Sr whole ages on rocks near Sete Lagoas, MG, Brazil. *Annual Report MIT*, p. 37-39.
- QUÉMÉNEUR, J.J.G. & VIDAL, P. - 1989 - Primeiras datações radiométricas dos granitos de São João del Rei. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS 5, e SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE BRASÍLIA 1, Belo Horizonte, 1989. *Anais....* Belo Horizonte, SBG/NMG, p. 50-54. (Boletim 10).
- RAPP, P.R.; WATSON, E.B.; MILLER, C.F. - 1991 - Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalites. *Precambrian Research*, 51:1-25.
- REYMER, A. & SCHUBERT, G. - 1984 - Phanerozoic addition rates to the continental crust and crustal growth. *Tectonics*, 3:63-77.
- RICHARDSON, S. M. & McSWEEN JR, H. Y. - 1989 - *Geochemistry. Pathways and Processes*. Englewood Cliffs, Prentice-Hall, 488 p.
- ROESER, H. - 1977 - *Petrographisch-geochemische Untersuchungen der metamorphen Gesteinsserien im südöstlichen Grenzbereich des Eisernen Vierecks, Minas Gerais, Brasilien*. Clausthal, 341p. (Dissertation, Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät, Technischen Universität Clausthal).
- ROLLINSON, H.R. & WINDLEY, B.F. - 1980 - An Archaean Granulite-Grade Tonalite-Trondhjemite-Granite Suite From Scourie, NW Scotland: Geochemistry and Origin. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 72:265-281.
- RUDNICK, R.L. & TAYLOR, S.R. - 1986 - Geochemical constraints on the origin of Archaean tonalitic-trondhjemitic rocks and implications for lower crustal composition. In: DAWSON, J.G.; CARSWELL, D.A.; HALL, J.; WEDEPOHL, K.H. (eds), *The Nature of the Lower Continental Crust*. London, Blackwell, p. 179-191. (Geological Society Special Publication, 24).
- SCHALTEGGER, U. - 1990 - Post-magmatic resetting of Rb-Sr whole rock ages - a study in the Central Aar Granite (Central Alps, Switzerland). *Geologische Rundschau*, 79(3):709-724.
- SCHORSCHER, H.D. - 1976 - Polimetamorfismo do Pré-Cambriano na Região de Itabira, Minas Gerais, Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29., Ouro Preto, 1976, *Resumo...* Ouro Preto, SBG. p. 194-195.

- SCHORSCHER, H.D. - 1980 - Geotectonic Evolution of the Quadrilátero Ferrífero, Brazil. In: CONGRES GÉOLOGIQUE INTERNATIONAL, 26, Paris, 1980. *Résumés...* Paris. v. 2, p. 613.
- SCHORSCHER, H.D. - 1988 - NE Quadrilátero Ferrífero and Adjacent Areas. In: INTERNATIONAL CONFERENCE "GEOCHEMICAL EVOLUTION OF THE CONTINENTAL CRUST", Poços de Caldas, 1988, *Guidebook...* Poços de Caldas. 96 p.
- SCHORSCHER, H.D. - 1991 - Mafic dikes from southeastern São Francisco craton, MG, Brazil. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON MAFIC DYKES, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 3, CONGRESSO DE GEOQUÍMICA DOS PAÍSES DE LÍNGUA PORTUGUESA, 1, São Paulo, 1991. *Extended Abstracts...* São Paulo, SBGq/SBP-GG, p. 87-89.
- SCHORSCHER, H.D. - 1992 - *Arcabouço petrográfico e evolução crustal de terrenos precambrianos do sudeste de Minas Gerais: Quadrilátero Ferrífero, Espinhaço meridional e domínios granito-graússicos adajacentes*. São Paulo, 2v. (Tese de Livre Docência - Instituto de Geociências/USP).
- SCHORSCHER, H.D. & GUIMARÃES, P.F. - 1976 - Estratigrafia e Tectônica do Supergrupo Minas e Geologia do Distrito Ferrífero de Itabira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29., Ouro Preto, 1976. *Roteiro das Excursões...* Ouro Preto, SBG. p. 75-86.
- SCHORSCHER, H.D.; SANTANA, F.C.; POLÔNIA, J.C. & MOREIRA, J.M.P. - 1982 - Quadrilátero Ferrífero - Minas Gerais State: Rio das Velhas Greenstone Belt and Proterozoic Rocks. In: International Symposium on Archean and Early Proterozoic Evolution and Metallogenesis, Salvador, 1982. *Excursion Annex...* Salvador, SBG. 43p.
- SENGUPTA, S.; BANDYOPADHYAY, P.K.; VAN DEN HUL, H.J. - 1983 - Geochemistry of the Chakradharpur Granite-Gneiss Complex - A Precambrian Trondhjemite Body from West Singhbhum, Eastern India. *Precambrian Research*, 23:57-78.
- SHAW, D.M.; CRAMER, J.J.; HIGGINS, M.D.; TRUSCOTT, M.G. - 1986 - Composition of the Canadian Precambrian shield and the continental crust of the earth. In: DAWSON, J.F.; CARSWELL, D.A.; HALL, J.; WEDEPOHL, K.H. (eds), *The Nature of the Lower Continental Crust*. Oxford, Geological Society by Blackwell Scientific Publications, p. 275-282 (Geological Society Special Publication, 24).
- SHERATON, J.W. & COLLERSON, K.D. - 1984 - Geochemical evolution of Archaean granulite-facies gneiss in the Vestfold Block and comparisons with other Archaean gneiss complex in the East Antarctic Shield. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 87:51-64.
- SICHEL, S.E. - 1982 - Expressão Litoestratigráfica das Rochas Pré-Cambrianas da Região de Barão de Cocais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., Salvador, 1982. *Anais...* Salvador, SBG. v. 1, p. 126-37.
- SIMONS, G.C. - 1968 - Geology and Iron Deposits of the Western Serra do Curral, Minas Gerais, Brazil. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 341(G):1-57.
- SMITH, J.V. - 1981 - The first 800 million years of Earth's history. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, A 301:401-422.
- SMITH, R.E. & SMITH, S.E. - 1976 - Comments on the use of Ti, Zr, Y, Sr, K, P and Nb in classification of basaltic magma. *Earth and Planetary Science Letters*, 32:114-120.

- SOHL, N.F. - 1977 - Stratigraphic Commission: Note 45 - Application for Amendment Concerning Terminology for Igneous and High-Grade Metamorphic Rocks. *A. A. P. G. Bulletin*, **61** (2): 248-252.
- SOUZA GOMES, C.J. - 1986 - Estudos Estruturais e Texturais no Complexo de Bação e nos Metassedimentos Adjacentes, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34., Goiânia, 1986. *Anais...* Goiânia, SBG. v. **3**, p. 1232-1245.
- STACEY, J.S. & KRAMERS, J.D. - 1975 - Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, **26**:207-221.
- STAUDACHER, T. & ALLEGRE, C.J. - 1982 - Terrestrial Xenology. *Earth and Planetary Science Letters*, **60**:389-406.
- STEIGER, R.H. & JÄGER, E. - 1978 - Subcommission on Geochronology: Convention on the use of Decay Constants in Geochronology and Cosmochronology. Contributions to the Geologic Time Scale. *Studies in Geology*, **6**:67-72.
- STILLMAN, C.J. & WILLIAMS, C.T. - 1979 - Geochemistry and Tectonic Setting of Some Upper Ordovician Volcanic Rocks in East and Southeast Ireland. *Earth and Planetary Science Letters*, **42**:288-310.
- STRECKEISEN, A. - 1976 - To each plutonic rocks its proper name. *Earth Science Review*, **12**:1-33.
- STRECKEISEN, A. - 1979 - Classification and Nomenclature of volcanic rocks, Lamprophyres, Carbonatites, and Melilitic Rocks: Recommendations and Suggestions of the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. *Geology*, **7**:331-335
- SUN, S.-s. & McDONOUGH, W.F. - 1989 - Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: SAUNDERS, A.D. & NORRY, M.J. (eds), *Magmatism in the Ocean Basins*. Oxford, Blackwell, p. 313-345 (Geological Society Special Publication, 42).
- TARNEY, J.; DALZIEL, I.W.D.; DE WIT, M.J. - 1976 - Marginal basin "Rocas Verdes" complex from S. Chile: a model for Archean greenstone belt formation. In: WINDLEY, B.F. (ed) *The Early History of the Earth*. New York, J. Wiley & Sons, p. 131-146.
- TAYLOR, P.N.; KRAMERS, J.D.; MOORBATH, S.; WILSON, J.F.; ORPEN, J.L.; MARTIN, A. - 1991 - Pb/Pb, Sm-Nd and Rb-Sr geochronology in the Archean Craton of Zimbabwe. *Chemical Geology*, **87**:175-196.
- TAYLOR, S.R. & McLENNAN, S.M. - 1985 - *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Oxford, Blackwell, 312 p.
- TEIXEIRA, W. - 1982 - Geochronology of the Southern Part of the São Francisco Craton. *Revista Brasileira de Geociências*, **12**(1-3):268-77.
- TEIXEIRA, W. - 1985 - *A evolução geotectônica da porção meridional do Craton do São Francisco, com base em interpretações geocronológicas*. São Paulo. 207 p. (Tese de Doutorado - Instituto de Geociências/USP).
- TEIXEIRA, W. & FIGUEIREDO, M.C.H. - 1991 - An outline of Early Proterozoic crustal evolution in the São Francisco craton, Brazil: a review. *Precambrian Research*, **53**:1-22.

- TEIXEIRA, W.; FONSECA, A.C.; POUPÉAU, G.; PADILHA, A.V.; ZAPAROLLI, L.H.; KAWASHITA, K.; KHOURY, M.C. - 1985 - Esboço da evolução geotectônica da parte meridional do craton do São Francisco: uma interpretação com base em dados Rb-Sr, K-Ar, Pb-Pb e traços de fissão. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 3., Belo Horizonte, 1985. *Anais...* Belo Horizonte, SBG/NMG. p. 28-44.
- TEIXEIRA, W.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; TAYLOR, P.N.; VAN SCHMUS, W.R. - 1987a - Archean and Early Proterozoic Crustal Evolution in Southern Part of The São Francisco Craton. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS, Salvador, 1987. *Extended Abstracts...* Salvador, SBG, p. 37-40.
- TEIXEIRA, W.; JORDT EVANGELISTA, H.; KAWASHITA, K.; TAYLOR, P. N.; VAN SCHMUS, W.R. - 1987b - Complexo granulítico de Acaiaca, MG.: idade, petrogênese e implicações tectônicas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 4., Belo Horizonte, 1987. *Anais...* Belo Horizonte, SBG/NMG. p. 58-71.
- TEIXEIRA, W.; KAWASHITA, K.; PECCHIO, M.; TAME, N.R. - 1988 - Geocronologia K-Ar do enxame de diques básicos da parte meridional do craton do São Francisco e implicações no contexto geotectônico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém, 1988. *Anais...* Belém SBG/NMG. v.6 p. 2870-2886.
- THORPE, R.I.; CUMMING, G.L.; KRSTIC, D. - 1984 - Lead Isotope Evidence Regarding age of Gold Deposits in the Nova Lima District, Minas Gerais, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 14(3):147-52.
- THURSTON, P.C.; AYRES, L.D.; EDWARDS, G.R.; GELINAS, L.; LUDDEN, J.N.; VERDPAET, P. - 1985 - Archean bimodal volcanism. In: AYRES, L.D.; THURSTON, P.C.; CARD, K.D.; WEBER, W. (eds). *Evolution of Archean Supracrustal Sequences*. Toronto, G.A.C. p. 7-21 (Geological Association of Canada Special Paper, 28)
- TUCKER, R.D.; RAHEIM, A.; KROGH, T.E.; CORFU, F. - 1986 - Uranium-lead zircon and titanite ages from the northern portion of the Western Gneiss Region, south-central Norway. *Earth and Planetary Science Letters*, 81:203-211.
- TURNER, F.J. - 1981 - *Metamorphic Petrology*. Mineralogical, Field and Tectonic Aspects. New York, McGraw-Hill, 524 p.
- TRÖGER, W.E. - 1979 - *Optical Determination of Rock-Forming Minerals. Part 1 Determinative Tables*. Stuttgart, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 188 p.
- VAN DE KAMP, P.C. - 1970 - The Green Beds of the Scottish Dalradian Series: Geochemistry, Origin, and Metamorphism of Mafic Sediments. *Journal of Geology*, 78:281-303.
- VANCE, R.K. & CONDIE, K.C. - 1987 - Geochemistry of footwall alteration associated with the early Proterozoic United Verde massive sulfide deposit, Jerome, Arizona. *Economic Geology*, 82:571-586.
- VLACK, S.R.F. - 1990a - Normas: Um programa revisado e atualizado para o cálculo de normas e de parâmetros petroquímicos em microcomputadores. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal, 1990. *Resumos...* Natal, SBG, p. 76.
- VLACK, S.R.F. - 1990b - Isojob - Um programa para manipulação de dados e cálculos isotópicos Rb/Sr, Sm/Nd, Lu/Hf em microcomputadores. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal, 1990. *Resumos...* Natal, SBG, p. 74.

- VOGEL, D.E. - 1975 - Precambrian weathering in acid metavolcanic rocks from the Superior Province, Villebon Township, south-central Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **12**:2080-85.
- WATTERS, B.R. & PEARCE, J.A. - 1987 - Metavolcanic rocks of the La Ronge Domain in the Churchill Province, Saskatchewan: geochemical evidence for a volcanic arc origin. In: PHARAOH, T.C; BECKINSALE, R.D. & RICKARD, D. (eds), *Geochemistry and Mineralization of Proterozoic Volcanic Suite*. Oxford, Blackwell, p. 167-183 (Geological Society Special Publications, 33).
- WEVEAR, B.L. & TARNEY, J. - 1980 - Rare earth geochemistry of Lewisian granulite-facies gneisses, northwest Scotland: implications for the petrogenesis of the Archaean lower continental crust. *Earth and Planetary Science Letters*, **51**:279-295.
- WILKS, M.E. - 1988 - The Himalayas - a modern analogue for Archaean crustal evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, **87**:127-136.
- WILLIAMS, H.; TURNER, F.J.; GILBERT, C.M. - 1954 - *Petrography. An Introduction to the Study in thin Sections*. San Francisco, W.H. Freeman, 434 p.
- WILSON, N. - 1987 - *Combined Sm-Nd, Pb/Pb and Rb-Sr geochronology and isotope geochemistry in polymetamorphic Precambrian terrains: - examples from Bahia, Brazil, and Channel Islands, UK*. Oxford, 64 p. (Linacre College, University of Oxford, Master Thesis).
- WINCHESTER, J.A. - 1976 - Different Moinian suites in northern Ross-shire. *Scottish Journal of Geology*, **12**:187-204.
- WINCHESTER, J.A. - 1984 - The geochemistry of Strathconon amphibolites, Northern Scotland. *Scottish Journal of Geology*, **20**:37-51.
- WINCHESTER, J.A. & FLOYD, P.A. - 1976 - Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, **28**:459-469.
- WINCHESTER, J.A. & FLOYD, P.A. - 1977 - Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, **20**:325-343.
- WINCHESTER, J.A. & MAX, M.D. - 1982 - The Geochemistry and Origins of the Precambrian Rocks of the Rosslare Complex, SE Ireland. *Journal Geological Society of London*, **139**:309-319.
- WINCHESTER, J.A.; PARK, R.G.; HOLLAND, J.G. - 1980 - The Geochemistry of Lewisian Semipelitic Schists from the Gairlock District, Wester Ross. *Scottish Journal of Geology*, **16**:167-179.
- WINCHESTER, J.A. & MAX, M.D. - 1984 - Geochemistry and Origins of the Annagh Division of the Precambrian Erris Complex, N.W. County Mayo, Ireland. *Precambrian Research*, **25**:397-414.
- WINDLEY, B.F. - 1984 - *The Evolving Continents*. Chichester, John Wiley & Sons, 399 p.
- WINDLEY, B.F. & BRIDGWATER, D. - 1971 - The evolution of Archaean low- and high-grade terrains. In: GLOVER, J.E. (ed), *Symposium on Archaean Rocks held at Perth*. Canberra, Geological Society of Australia. p. 33-46. (Geological Society of Australia Special Publication, 3).

Anexo 1.3 - Resultados geoquímicos e as normas CIPW das rochas máficas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional.

Anfibolitos Paraopeba - Óxidos (%)

Amostras	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	BaO	S	F	CO ₂	H ₂ O ⁺	S.Tot	O=F	S.Fin	H ₂ O ⁻
AJ7	51,20	1,60	14,30	1,70	10,90	0,19	5,00	10,20	2,00	0,71	0,15	0,02	0,13	0,04	0,34	1,40	99,88	0,02	99,86	0,07
BN2	49,10	1,80	14,40	2,70	10,40	0,21	6,00	9,70	2,50	1,10	0,22	0,01	0,10	0,03	0,34	1,38	99,99	0,01	99,98	0,07
CL7	49,20	1,80	14,90	1,80	10,20	0,20	6,10	10,10	2,60	1,00	0,19	0,02	0,07	0,04	0,34	1,38	99,94	0,02	99,92	0,08
CN5-2	49,10	1,80	14,30	2,10	10,30	0,20	6,20	9,50	2,70	1,80	0,19	0,03	0,13	0,03	0,34	1,38	100,10	0,01	100,09	0,06
EK9	50,50	1,50	14,50	1,50	10,70	0,21	5,60	10,40	2,40	0,84	0,13	0,01	0,12	0,03	0,26	1,31	100,01	0,01	100,00	0,03
EK10	50,90	1,50	15,10	1,30	10,70	0,21	4,70	10,20	2,50	0,94	0,14	0,02	0,13	0,03	0,26	1,43	100,06	0,01	100,05	0,03
FN1	48,60	1,00	15,80	1,80	8,30	0,18	7,80	10,50	2,60	1,70	0,11	0,02	0,08	0,08	0,26	1,15	99,98	0,03	99,95	0,08
IJ12	49,30	2,60	12,50	2,20	14,10	0,25	4,90	9,60	2,60	0,40	0,27	<0,01	0,16	0,04	0,34	0,68	99,94	0,02	99,92	0,04

Anfibolitos Paraopeba - Elementos Traços (ppm)

Amostras	Cr	Ni	Co	V	Cu	Zn	Rb	Ba	Sr	Nb	Zr	Y	Cl
AJ7	148	108	50	298	50	143	26	140	130	33	176	66	230
BN2	122	118	49	338	47	133	38	120	170	42	178	70	790
CL7	158	166	54	348	34	130	37	160	150	42	178	69	670
CN5-2	120	106	46	308	81	140	73	230	180	28	160	59	590
EK9	162	112	50	348	63	133	23	130	120	44	162	70	230
EK10	136	94	51	278	69	133	24	150	120	36	148	67	200
FN1	340	180	45	258	16	100	81	130	170	24	98	48	< 20
IJ12	128	126	51	308	103	197	< 10	41	91	42	230	84	480

Anfibolitos Paraopeba - Elementos de Terras Raras (ppm)

Amostras	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Lu
AJ7	11,49	31,78	18,74	4,92	1,39	4,09	5,98	1,25	3,62	3,37	0,38
CL7	11,25	38,43	18,36	4,88	1,30	3,49	4,69	0,97	2,98	2,65	0,35
EK10	11,66	30,79	16,67	4,44	1,30	3,70	5,31	1,00	3,21	2,97	0,35

Anfibolitos Paraopeba - Normas CIPW (%)

Amostras	Q	Z	Or	Ab	An	Ne	Hl	Di	Hy	Ol	Mt	Cr	Il	Ap	Fl	Py	Cc
AJ7	6,72	0,04	4,29	16,58	28,90	-	0,04	16,32	20,02	-	3,06	0,03	3,10	0,36	0,11	0,25	0,77
BN2	0,68	0,04	6,64	19,19	26,58	-	0,13	15,72	23,23	-	3,16	0,03	3,49	0,53	0,04	0,19	0,77
CL7	0,13	0,04	6,04	20,40	27,62	-	0,11	16,57	21,67	-	2,91	0,03	3,48	0,46	0,10	0,13	0,77
CN5-2	-	0,03	10,87	21,49	22,93	-	0,10	17,98	12,01	7,06	3,00	0,03	3,48	0,46	0,05	0,25	0,77
EK9	2,35	0,03	5,06	19,96	27,14	-	0,04	18,95	19,85	-	2,96	0,04	2,90	0,31	0,08	0,23	0,59
EK10	3,25	0,03	5,66	20,93	28,02	-	0,03	17,46	18,00	-	2,92	0,03	2,90	0,34	0,07	0,25	0,59
FN1	-	0,02	10,25	20,97	26,89	0,72	-	19,15	-	16,94	2,43	0,07	1,93	0,27	0,29	0,15	0,59
IJ12	3,61	0,05	2,40	20,84	22,29	-	0,08	18,49	22,04	-	3,93	0,03	5,00	0,65	0,07	0,30	0,77

Q - Quartzo; Z - Zircão; Or - Ortoclásio; Ab - Albita; An - Anortita; Ne - Nefelina; Hl - Halita; Di - Diopsídio; Hy - Hiperstênio; Ol - Olivina; Mt - Magnetita; Cr - Cromita; Il - Ilmenita; Ap - Apatita; Fl - Fluorita; Py - Pirita; Cc - Calcita; (FeO/(FeO + Fe₂O₃) = 0,85).

Anfibolitos Candeias - Óxidos (%)

Amostras	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	BaO	S	F	CO ₂	H ₂ O ⁺	S.Tot	O=P	S.Fin	H ₂ O ⁻
HK4-A	50,10	2,60	15,80	3,60	8,70	0,19	3,10	9,20	4,10	0,28	0,38	<0,01	0,14	0,03	0,34	1,48	100,04	0,01	100,03	0,06
JG1-C	49,00	1,60	13,60	2,90	10,40	0,21	6,40	10,70	2,30	0,54	0,16	<0,01	0,10	0,02	0,34	1,63	99,90	<0,01	99,90	0,07
JG4-A	50,10	1,90	13,10	3,20	11,50	0,23	5,60	10,30	2,50	0,49	0,28	<0,01	0,10	0,03	0,34	0,24	99,91	0,01	99,90	0,03
JG4-L	49,40	2,10	12,60	2,10	12,90	0,23	5,60	10,70	2,50	0,49	0,21	<0,01	0,11	0,03	0,26	0,80	100,03	0,01	100,02	0,03
JH5-A	50,60	1,60	14,20	1,30	12,00	0,19	5,60	10,80	2,00	0,45	0,16	<0,01	0,11	0,02	0,34	0,69	100,06	<0,01	100,06	0,06
KH3-A	51,30	2,00	13,10	1,50	13,60	0,22	4,30	9,90	2,40	0,45	0,19	0,01	0,11	0,03	0,34	0,61	100,06	0,01	100,05	0,06
KH3-L	49,60	1,70	12,90	2,60	13,10	0,25	5,10	10,20	2,70	0,49	0,19	0,01	0,13	0,03	0,26	0,56	99,82	0,01	99,81	0,03
LJ10	49,20	1,90	13,20	1,20	12,90	0,22	6,00	10,60	2,50	0,36	0,21	<0,01	0,13	0,03	0,34	1,08	99,87	0,01	99,86	0,03
ML8-C	51,20	1,20	14,00	1,80	11,10	0,19	5,90	11,10	2,10	0,28	0,10	<0,01	0,09	0,02	0,34	0,59	100,01	<0,01	100,01	0,04

Anfibolitos Candeias - Elementos Traços (ppm)

Amostras	Cr	Ni	Co	V	Cu	Zn	Rb	Ba	Sr	Nb	Zr	Y	Cl
HK4-A	62	78	64	308	63	143	<10	20	480	32	260	100	150
JG1-C	200	100	44	288	103	147	24	72	110	<20	134	56	180
JG4-A	120	86	43	228	75	187	<10	84	100	20	172	77	280
JG4-L	220	142	58	458	66	167	<10	74	88	52	240	104	310
JH5-A	220	146	52	228	100	127	10	75	110	<20	156	64	130
KH3-A	132	102	66	288	94	137	17	96	100	<20	210	86	170
KH3-L	136	112	58	438	81	137	15	110	97	36	182	74	200
LJ10	230	156	60	468	113	137	10	67	94	58	210	82	190
ML8-C	340	158	84	268	88	113	<10	24	120	<20	132	70	< 20

Anfibolitos Candeias - Elementos de Terras Raras (ppm)

Amostras	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Lu
JG1-C	7,84	29,20	14,64	4,11	1,14	3,22	4,45	0,93	2,83	2,45	0,29
JG4-L	13,75	41,54	23,17	6,87	1,67	5,58	7,37	1,50	4,55	4,04	0,50
JH5-A	9,82	29,26	16,59	4,72	1,22	3,87	5,40	1,13	3,34	2,89	0,36

Anfibolitos Candeias - Normas CIPW (%)

Amostras	Q	Z	Or	Ab	An	Hl	Di	Hy	Mt	Cr	Il	Ap	Fl	Py	Cc
HK4-A	0,92	0,05	1,69	34,98	24,66	0,03	14,75	13,52	2,95	0,01	5,04	0,92	0,03	0,27	0,77
JG1-C	0,78	0,03	3,28	19,37	26,07	0,03	20,77	22,44	3,22	0,04	3,11	0,39	0,02	0,19	0,77
JG4-A	2,64	0,03	2,93	20,50	23,73	0,05	19,95	21,83	3,51	0,03	3,64	0,67	0,02	0,19	0,77
JG4-L	1,54	0,05	2,93	20,47	22,46	0,05	23,57	20,34	3,62	0,05	4,03	0,50	0,05	0,21	0,59
JH5-A	4,71	0,03	2,69	16,71	28,94	0,02	18,34	21,37	3,22	0,05	3,07	0,38	0,02	0,21	0,77
KH3-A	6,27	0,04	2,69	19,99	24,14	0,03	18,60	19,78	3,65	0,03	3,83	0,45	0,05	0,21	0,77
KH3-L	0,93	0,04	2,94	22,52	21,21	0,03	21,94	21,45	3,78	0,03	3,27	0,46	0,05	0,25	0,59
LJ10	1,22	0,04	2,17	20,92	24,43	0,03	21,20	21,83	3,43	0,05	3,67	0,51	0,05	0,25	0,77
ML8-C	4,43	0,03	1,68	17,89	28,27	-	20,40	21,17	3,11	0,07	2,30	0,24	0,05	0,17	0,77

Q - Quartzo; Z - Zircão; Or - Ortoclásio; Ab - Albita; An - Anortita; Hl - Halita; Di - Diopsídio; Hy - Hiperstênio; Mt - Magnetita; Cr - Cromita; Il - Ilmenita; Ap - Apatita; Fl - Fluorita; Py - Pirita; Cc - Calcita; (FeO/(FeO + Fe₂O₃))=0,85).

Metadiabásios Conceição de Itaguá - Óxidos (%)

Amostras	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	BaO	S	F	CO ₂	H ₂ O ⁺	S.Tot	O=F	S.Fin	H ₂ O ⁻
BI1-15	52,50	2,90	14,20	1,50	10,40	0,18	2,70	6,80	3,40	2,90	0,61	0,10	0,11	0,08	0,34	1,27	99,99	0,03	99,96	0,05
BJ4-1	56,20	2,50	13,70	5,90	5,80	0,18	2,10	5,00	3,80	1,90	0,61	0,06	0,02	0,13	0,34	1,70	99,94	0,05	99,89	0,13
CJ2	52,70	2,60	13,60	7,60	5,10	0,20	2,40	6,70	4,50	1,60	0,62	0,18	0,05	0,12	0,26	1,75	99,98	0,05	99,93	0,38
DJ7	49,00	1,90	16,90	1,90	9,10	0,19	4,70	10,00	2,80	0,89	0,19	0,03	0,09	0,03	0,26	2,02	100,00	0,01	99,99	0,04
FN3	53,70	2,20	15,90	2,00	8,00	0,23	2,50	5,30	5,50	1,40	0,81	0,08	0,02	0,13	0,26	1,99	100,02	0,05	99,97	0,05
IH7	49,00	3,40	12,50	2,90	11,20	0,26	4,10	8,50	3,50	0,80	0,71	0,04	0,12	0,08	0,34	2,55	100,00	0,03	99,97	0,16
IH7-L	49,10	3,30	12,90	3,00	10,90	0,25	3,80	8,60	3,90	0,80	0,75	0,05	0,16	0,08	0,26	2,12	99,97	0,03	99,94	0,16
KL11	51,10	2,40	14,30	2,20	10,70	0,27	2,80	7,10	5,40	0,58	0,99	0,08	0,22	0,08	0,34	1,44	100,00	0,03	99,97	0,05
NJ7	48,90	3,60	14,20	3,00	10,60	0,21	3,20	9,40	3,30	0,84	0,87	0,05	0,07	0,08	0,34	1,13	99,79	0,03	99,76	0,03

Metadiabásios Conceição de Itaguá - Elementos Traços (ppm)

Amostras	Cr	Ni	Co	V	Cu	Zn	Rb	Ba	Sr	Nb	Zr	Y	Cl
BI1-15	50	40	41	188	34	167	82	890	360	40	340	71	97
BJ4-1	15	36	40	258	25	167	75	530	260	82	440	75	180
CJ2	15	46	35	208	25	170	74	1570	290	74	400	84	160
DJ7	192	72	44	182	38	120	31	270	350	36	188	56	65
FN3	40	32	29	168	13	217	33	740	400	80	440	61	140
IH7	11	39	39	248	38	167	30	340	240	70	320	64	140
IH7-L	18	42	54	288	28	165	27	430	240	88	350	74	140
KL11	37	40	41	172	41	160	11	740	360	88	520	69	78
NJ7	61	77	45	338	94	66	11	460	650	64	240	70	1470

Metadiabásios Conceição de Itaguá - Elementos de Terras Raras (ppm)

Amostras	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Lu
BJ4-1	61,96	141,30	74,41	15,37	3,93	8,42	7,96	1,50	4,04	3,08	0,36
IH7	41,73	100,60	58,83	12,52	3,54	7,35	7,18	1,38	3,47	2,79	0,29
NJ7	21,84	66,09	40,71	9,64	3,34	6,18	5,98	1,14	2,97	2,24	0,24

Metadiabásios Conceição de Itaguá - Normas CIPW (%)

Amostras	Q	Z	Or	Ab	An	Ne	Hl	Di	Hy	Ol	Mt	Cr	Il	Ap	Fl	Py	Cc
BI1-15	3,03	0,07	17,50	29,02	15,39	-	0,02	11,11	13,54	-	2,89	0,01	5,61	1,48	0,11	0,21	0,78
BJ4-1	11,60	0,09	11,57	32,50	15,44	-	0,03	3,24	16,04	-	2,76	-	4,48	1,49	0,32	0,04	0,78
CJ2	2,58	0,08	9,77	38,74	12,85	-	0,03	13,53	12,68	-	2,97	-	5,09	1,53	0,28	0,10	0,60
DJ7	-	0,04	5,40	24,09	31,82	-	0,01	13,52	17,74	0,21	2,68	0,04	3,70	0,46	0,06	0,17	0,59
FN3	0,58	0,09	8,50	47,30	15,20	-	0,02	4,15	15,28	-	2,43	0,01	4,28	1,98	0,25	0,04	0,60
IH7	2,07	0,07	4,90	30,16	16,80	-	0,02	16,80	16,90	-	3,45	-	6,67	1,74	0,07	0,23	0,78
IH7-L	1,32	0,07	4,87	33,51	16,01	-	0,02	18,03	15,05	-	3,38	-	6,45	1,83	0,06	0,31	0,59
KL11	-	0,11	3,51	46,47	13,51	0,06	0,01	12,14	8,36	5,30	3,13	0,01	4,66	2,41	-	0,42	0,78
NJ7	5,13	0,05	5,07	24,04	24,27	-	0,25	13,38	14,91	-	3,28	0,01	6,97	2,11	0,01	0,13	0,78

Q - Quartzo; Z - Zircão; Or - Ortoclásio; Ab - Albita; An - Anortita; Ne - Nefelina; Hl - Halita; Di - Diopsídio; Hy - Hiperstênio; Ol - Olivina; Mt - Magnetita; Cr - Cromita; Il - Ilmenita; Ap - Apatita; Fl - Fluorita; Py - Pirita; Cc - Calcita; (FeO/(FeO + Fe₂O₃))=0,85).

Diabásios Santa Cruz - Óxidos (%)

Amostras	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	BaO	S	F	CO ₂	H ₂ O*	S.Tot	O-F	S.Fin	H ₂ O*
AI2-A	48,20	3,20	12,80	2,30	11,70	0,25	5,60	9,70	1,30	0,31	0,39	<0,01	0,30	0,06	0,43	3,31	99,85	0,03	99,82	0,07
CI2	48,70	3,10	12,60	3,20	10,40	0,25	5,60	10,30	1,30	0,76	0,40	<0,01	0,13	0,07	0,34	2,93	100,08	0,03	100,05	0,05
IJ13	53,20	2,40	13,80	1,70	12,30	0,19	3,40	7,40	2,60	1,90	0,32	0,07	0,11	0,10	0,20	0,30	100,01	0,04	99,97	0,08
IK8	53,30	2,40	13,00	1,20	12,30	0,20	3,30	7,30	3,30	2,20	0,31	0,07	0,13	0,06	0,43	0,39	99,89	0,03	99,86	0,04
MK6	48,00	3,30	13,10	2,60	12,80	0,26	5,50	9,70	2,40	0,69	0,58	0,04	0,05	0,08	0,20	0,54	99,86	0,03	99,83	0,09
NL18	46,40	2,10	17,40	2,80	10,30	0,21	6,00	11,00	1,50	0,50	0,22	0,06	0,24	0,07	0,20	0,83	99,86	0,03	99,83	0,08

Diabásios Santa Cruz - Elementos Traços (ppm)

Amostras	Cr	Ni	Co	Sc	V	Cu	Pb	Zn	Rb	Ba	Br	Nb	Zr	Y	Cl
AI2-A	124	106	56	-	338	113	-	157	34	27	260	52	250	69	<20
CI2	144	122	56	-	428	122	-	167	69	32	230	68	290	83	<20
IJ13	20*	47*	55	42	290	62	11	154	37	655*	160	<20	350	55	120
IK8	82	77	62	-	358	63	-	177	42	600	220	68	320	78	130
MK6	48*	119*	54	54	460	70	8	172	10	313*	330	<20	260	55	600
NL18	44*	86*	53	55	360	77	8	117	<10	573*	140	<20	200	43	36

* Teores Calculados a partir de Cr₂O₃ e NiO.

Diabásios Santa Cruz - Normas CIPW (%)

Amostras	Q	Z	Or	Ab	An	Hl	Di	Hy	Mt	Cr	Il	Ap	Fl	Py	Cc
AI2-A	9,43	0,05	1,93	11,43	29,47	-	12,83	23,59	3,48	0,03	6,35	0,97	0,10	0,06	0,98
CI2	8,09	0,06	4,68	11,34	27,29	-	17,23	20,41	3,32	0,03	6,10	0,98	0,14	0,25	0,77
IJ13	7,15	0,07	11,33	21,80	20,74	0,02	10,84	19,04	3,37	-	4,59	0,77	0,30	0,21	0,46
IK8	4,19	0,07	13,16	27,84	14,54	0,02	14,75	16,23	3,27	0,02	4,61	0,75	0,13	0,25	0,98
MK6	2,41	0,05	4,13	18,73	24,16	0,10	16,31	22,41	3,70	0,01	6,34	1,39	0,12	0,09	0,46
NL18	0,50	0,04	3,01	12,79	40,02	0,01	10,54	24,92	3,15	0,01	4,05	0,53	0,21	0,46	0,46

Q - Quartzo; Z - Zircão; Or - Ortoclásio; Ab - Albita; An - Anortita; Hl - Halita; Di - Diopsídio; Hy - Hiperstênio; Mt - Magnetita; Cr - Cromita; Il - Ilmenita; Ap - Apatita; Fl - Fluorita; Py - Pirita; Cc - Calcita; (FeO/(FeO + Fe₂O₃))=0,85).

Anexo 1.4 - Resultados geoquímicos e as normas CIPW das rochas félsicas do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional.

Gnaisses Alberto Flores - Óxidos (%)

Amostras	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	BaO	S	F	CO ₂	H ₂ O ⁺	S.Tot	O-F	S.Fin	H ₂ O ⁻
BL5	72,50	0,24	15,10	0,98	1,05	0,03	0,54	1,90	4,50	2,50	0,07	0,063	<0,005	0,037	0,35	0,23	99,99	0,02	99,97	0,14
DJ3	75,70	0,08	13,90	0,31	0,45	0,02	0,20	0,94	4,00	4,00	<0,05	0,056	<0,005	0,014	0,20	0,10	99,97	<0,01	99,97	0,15
DJ8-B	71,80	0,10	14,70	<0,10	1,50	0,04	0,50	1,80	5,60	3,30	<0,05	0,058	<0,010	0,040	0,34	0,15	99,92	0,02	99,90	0,07
DJ8-E	70,50	0,37	14,30	0,14	2,30	0,05	0,77	2,00	5,00	3,30	0,14	0,100	<0,010	0,060	0,34	0,47	99,84	0,03	99,81	0,06
DJ8-F	73,20	0,10	15,20	0,47	0,75	0,02	0,31	1,60	4,30	3,50	<0,05	0,098	<0,005	0,021	0,40	0,10	100,07	0,01	100,06	0,10
DM1	74,30	0,14	14,70	0,40	0,90	0,03	0,32	1,60	4,80	2,20	<0,05	0,040	<0,005	0,027	0,25	0,16	99,87	0,01	99,86	0,13

Gnaisses Alberto Flores - Elementos Traços (ppm)

Amostras	Cr	Ni	Co	Sc	V	Cu	Pb	Zn	Rb	Ba	Sr	Nb	Zr	Y	Cl
BL5	68*	78*	<5	<5	<10	<2	14	47	130	564	430	20	270	<10	51
DJ3	68*	78*	<5	<5	<10	<2	22	23	120	501	260	<20	150	<10	25
DJ8-B	17	14	<5	-	52	1	-	44	130	520	530	40	56	<10	<20
DJ8-E	15	14	6	-	52	3	-	53	180	900	320	44	450	20	<20
DJ8-F	68*	78*	<5	<5	<10	<2	16	27	140	877	530	<20	170	<10	<20
DM1	68*	78*	<5	<5	<10	2	11	43	120	358	400	20	95	15	46

* Teores calculados a partir de Cr₂O₃ e NiO.

Gnaisses Alberto Flores - Elementos de Terras Raras (ppm)

Amostras	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Lu
DJ8-B	10,670	29,620	9,252	2,120	0,417	1,334	1,057	0,221	0,645	0,447	0,089
DJ8-E	51,600	108,100	36,770	7,765	0,696	4,680	3,757	0,743	1,972	1,482	0,192

Gnaisses Alberto Flores - Normas CIPW (%)

Amostras	Q	C	Z	Or	Ab	An	Hl	Di	Hy	Mt	Cr	Il	Ap	Fl	Py	Cc
BL5	32,51	2,51	0,05	14,92	38,16	6,97	0,01	-	2,97	0,94	0,01	0,46	0,17	0,13	0,01	0,87
DJ3	35,29	1,82	0,03	23,77	33,89	3,27	-	-	1,13	0,35	0,01	0,15	0,12	0,04	0,01	0,47
DJ8-B	22,74	-	0,01	19,65	47,55	5,31	-	1,12	2,19	0,77	0,19	-	0,12	0,15	0,02	0,79
DJ8-E	24,02	-	0,09	19,78	42,70	6,97	-	0,11	3,81	1,18	0,01	0,71	0,34	0,20	0,02	0,79
DJ8-F	31,69	2,39	0,03	20,85	36,51	5,46	-	-	1,84	0,57	0,01	0,19	0,12	0,07	0,01	0,94
DM1	34,59	2,21	0,02	13,12	40,71	6,21	0,01	-	1,89	0,61	0,01	0,27	0,12	0,09	0,01	0,58

Q - Quartzo; C - Corindon; Z - Zircão; Or - Ortoclásio; Ab - Albíta; An - Anortita; Hl - Halita; Di - Diopsídio; Hy - Hiperstênio; Mt - Magnetita; Cr - Cromita; Il - Ilmenita; Ap - Apatita; Fl - Fluorita; Py - Pirita; Cc - Calcita; (FeO/(FeO + Fe₂O₃))=0,7).

Gnaisses Souza Neschese - Óxidos (%)

Amostras	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	BaO	S	F	CO ₂	H ₂ O*	S.Tot	O-F	S.Fin	H ₂ O*
AJ6-1	72,30	<0,05	13,20	<0,10	1,60	0,03	0,27	0,93	4,00	6,40	<0,05	0,038	<0,010	0,030	0,79	0,27	99,90	0,01	99,89	0,03
AJ6-3	74,60	<0,05	14,00	0,88	0,20	0,03	<0,10	0,66	3,40	5,20	0,06	0,037	<0,005	0,018	0,40	0,43	99,92	<0,01	99,92	0,09
AJ6-6	72,80	<0,05	13,40	<0,10	1,30	0,02	0,18	0,82	3,90	6,50	0,05	0,037	<0,010	0,030	0,72	0,21	99,96	0,01	99,95	0,03
AJ6-7	73,70	<0,05	12,90	<0,10	1,50	0,02	0,18	0,87	3,90	6,10	0,05	0,033	<0,010	0,030	0,34	0,27	99,89	0,01	99,88	0,04
AJ6-10	74,40	0,06	14,00	0,78	0,65	0,04	<0,10	0,84	3,50	4,80	<0,05	0,036	<0,005	0,028	0,35	0,40	99,93	0,01	99,92	0,13
AJ6-11	73,80	0,08	14,40	0,54	0,95	0,04	<0,10	0,92	3,70	4,70	0,05	0,041	0,005	0,027	0,40	0,39	99,99	0,01	99,98	0,11
EG1-A	72,40	0,13	13,90	<0,10	1,50	0,03	0,37	1,10	3,60	5,90	0,08	0,063	<0,010	0,040	0,52	0,29	99,92	0,02	99,90	0,05
EG1-B	73,00	0,19	14,50	1,10	0,60	0,05	0,15	0,78	3,30	5,30	<0,05	0,046	<0,005	0,045	0,40	0,58	100,04	0,02	100,02	0,16
EG4	73,60	0,15	14,10	1,10	0,45	0,02	0,22	0,67	4,20	5,00	0,05	0,040	<0,005	0,020	0,20	0,20	100,02	<0,01	100,02	0,12
HQ2-B	74,90	<0,05	14,00	0,56	0,35	0,02	<0,10	0,65	3,10	5,70	<0,05	0,038	<0,005	0,030	0,40	0,28	100,03	0,01	100,02	0,11

Gnaisses Souza Neschese - Elementos Traços (ppm)

Amostras	Cr	Ni	Co	Sc	V	Cu	Pb	Zn	Rb	Ba	Sr	Nb	Zr	Y	Cl
AJ6-1	41	17	<5	-	36	2	-	43	310	340	97	44	116	32	<20
AJ6-3	68*	78*	16	8	<10	2	15	25	260	331	62	30	110	28	<20
AJ6-6	19	17	<5	-	44	4	-	42	320	330	65	42	70	33	<20
AJ6-7	9	11	<5	-	58	2	-	41	290	300	66	40	118	42	<20
AJ6-10	68*	78*	14	9	<10	2	11	39	270	322	53	38	130	27	20
AJ6-11	68*	78*	18	<5	<10	2	12	51	260	367	52	20	120	39	28
EG1-A	9	13	<5	-	56	2	-	51	380	560	290	40	210	<10	<20
EG1-B	68*	78*	15	6	<10	2	40	43	370	411	96	30	260	12	<20
EG4	68*	78*	<5	<5	<10	2	38	40	310	358	130	50	280	20	28
HQ2-B	68*	78*	<5	<5	<10	2	27	27	220	340	67	<20	120	45	22

* - Teores calculados a partir de Cr₂O₃ e NiO.

Gnaisses Souza Neschese - Elementos de Terras Raras (ppm)

Amostras	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Lu
AJ6-10	23,220	55,160	21,720	6,291	0,629	4,108	3,602	0,660	1,485	1,134	0,144
HQ2-B	24,920	42,290	23,160	7,940	0,655	7,276	8,196	1,652	4,526	3,389	0,416

Gnaisses Souza Neschese - Normas CIPW (%)

Amostras	Q	C	Z	Or	Ab	An	Ac	Di	Hy	Mt	Cr	Il	Ap	Fl	Py	Cc	Ma
AJ6-1	23,93	-	0,02	38,34	32,51	-	1,44	-	2,51	0,10	0,01	0,10	0,12	0,11	0,02	1,58	0,21
AJ6-3	34,43	2,65	0,02	31,11	28,96	0,42	-	-	1,24	0,48	0,01	0,10	0,15	0,05	0,01	0,93	-
AJ6-6	24,75	-	0,01	38,87	32,92	-	0,26	-	1,58	0,54	-	0,10	0,12	0,11	0,02	1,37	0,24
AJ6-7	26,51	-	0,02	36,38	32,50	-	0,56	1,59	1,34	0,49	-	0,10	0,12	0,11	0,02	0,79	-
AJ6-10	34,46	2,47	0,03	28,71	29,80	1,65	-	-	1,60	0,66	0,01	0,11	0,12	0,10	0,01	0,81	-
AJ6-11	33,00	2,62	0,02	28,08	31,45	1,74	-	-	1,65	0,70	0,01	0,15	0,12	0,09	0,10	0,93	-
EG1-A	27,11	0,95	0,04	35,32	30,66	1,77	-	-	2,36	0,77	-	0,25	0,20	0,14	0,02	1,21	-
EG1-B	32,53	3,98	0,05	31,80	28,15	0,99	-	-	1,78	0,78	0,01	0,36	0,12	0,17	0,01	0,93	-
EG4	28,49	1,13	0,06	29,82	35,64	1,81	-	-	1,79	0,69	0,01	0,29	0,12	0,07	0,01	0,47	-
HQ2-B	34,56	2,61	0,02	33,96	26,31	0,36	-	-	1,07	0,41	0,01	0,10	0,12	0,11	0,01	0,93	-

Q - Quartzo; C - Corindon; Z - Zircão; Or - Ortoclásio; Ab - Albita; An - Anortita; Ac - Acmíta; Di - Diopsídio; Hy - Hiperstênio; Mt - Magnetita;
 Cr - Cromita; Il - Ilmenita; Ap - Apatita; Fl - Fluorita; Py - Pirita; Cc - Calcita; Ma - Magnesita; (FeO/(FeO + Fe₂O₃))=0,7).

Tonalitos Samambaia - Óxidos (%)

Amostras	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	BaO	S	F	CO ₂	H ₂ O ⁺	S.Tot	O=F	S.Fin	H ₂ O ⁻
ML8-J	68,00	0,46	14,20	0,58	2,90	0,06	1,70	3,60	4,30	2,70	0,14	0,079	0,011	0,070	0,61	0,46	99,86	0,03	99,83	0,03
ML13-A	64,00	0,81	16,10	2,00	2,90	0,07	1,90	4,20	4,20	1,90	0,21	0,067	<0,005	0,059	0,60	0,95	99,97	0,03	99,94	0,15
MM6-A	63,10	0,76	17,30	2,30	2,60	0,06	2,00	4,80	3,60	2,00	0,21	0,087	<0,005	0,054	0,40	0,77	100,04	0,02	100,02	0,15
MN10-A	64,10	0,71	15,30	0,98	3,80	0,06	2,30	4,70	4,70	2,00	0,21	0,082	0,013	0,080	0,34	0,46	99,83	0,03	99,80	0,04
MN10-E	65,80	0,68	14,90	0,54	4,10	0,06	2,00	4,30	4,30	2,10	0,19	0,080	0,013	0,090	0,34	0,58	100,07	0,04	100,03	0,04
MN10-F	64,40	0,68	15,10	3,10	1,90	0,07	2,10	4,40	4,60	2,00	0,21	0,084	0,013	0,070	0,52	0,69	99,93	0,03	99,90	0,05
MN10-H	64,60	0,73	14,70	0,50	4,50	0,07	2,40	4,40	4,40	2,10	0,22	0,088	0,014	0,100	0,52	0,66	99,99	0,04	99,95	0,04
MN10-J	64,80	0,69	15,30	0,64	4,10	0,07	1,90	4,50	4,30	2,10	0,22	0,078	0,013	0,080	0,52	0,56	99,86	0,03	99,83	0,04
NK5	67,20	0,56	15,40	2,60	1,40	0,07	1,50	3,80	3,80	2,10	0,16	0,045	<0,005	0,085	0,45	0,84	100,01	0,04	99,97	0,15

Tonalitos Samambaia - Elementos Traços (ppm)

Amostras	Cr	Ni	Co	Sc	V	Cu	Pb	Zn	Rb	Ba	Br	Nb	Zr	Y	Cl
ML8-J	18	22	10	-	82	17	-	66	100	710	340	42	380	30	<20
ML13-A	68*	78*	24	10	72	8	9	86	56	599	290	20	400	36	39
MM6-A	68*	78*	26	12	67	15	10	80	92	779	340	30	470	42	73
MN10-A	32	30	14	-	100	16	-	75	63	730	380	42	480	38	110
MN10-E	28	28	13	-	96	17	-	76	68	720	360	42	620	33	110
MN10-F	26	27	13	-	108	15	-	70	69	750	370	40	520	35	120
MN10-H	32	30	14	-	100	17	-	76	66	790	330	42	620	37	130
MN10-J	30	26	13	-	78	13	-	72	67	700	360	50	600	37	130
NK5	68*	78*	24	9	56	25	15	71	84	402	320	25	340	36	20

* Teores calculados a partir de Cr₂O₃ e NiO.

Tonalitos Samambaia - Elementos de Terras Raras (ppm)

Amostras	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Lu
ML8-J	52,060	113,700	37,210	7,466	1,169	4,806	3,671	0,745	2,066	1,826	0,264
MN10-E	79,780	152,600	58,630	12,010	1,787	7,809	6,442	1,259	3,248	2,671	0,326

Tonalitos Samambaia - Normas CIPM (%)

Amostras	Q	C	Z	Or	Ab	An	Hl	Di	Hy	Mt	Cr	Il	Ap	Fl	Py	Cc
ML8-J	24,48	-	0,08	16,36	37,15	11,80	-	1,40	5,58	1,25	-	0,89	0,34	0,24	0,02	1,40
ML13-A	21,45	1,39	0,08	11,45	36,06	16,13	0,01	-	8,41	2,31	0,01	1,57	0,51	0,17	0,01	1,38
MM6-A	21,61	1,92	0,10	12,02	30,66	20,43	0,01	-	8,67	2,28	0,01	1,46	0,51	0,15	0,01	0,92
MN10-A	16,09	-	0,10	11,97	39,87	15,12	0,02	4,03	7,51	2,29	0,01	1,36	0,51	0,30	0,02	0,78
MN10-E	21,33	-	0,13	12,56	36,40	15,51	0,02	2,15	7,61	2,28	0,01	1,20	0,46	0,31	0,02	0,78
MN10-F	18,73	-	0,11	12,04	39,19	15,12	0,02	2,05	8,09	2,30	0,01	1,31	0,51	0,22	0,02	1,19
MN10-H	19,29	-	0,13	12,60	37,32	14,59	0,02	2,25	8,90	2,42	0,01	1,40	0,53	0,34	0,03	1,19
MN10-J	20,35	-	0,12	12,60	36,47	16,71	0,02	1,01	8,03	2,29	0,01	1,33	0,53	0,25	0,02	1,19
NK5	27,47	1,45	0,07	12,64	32,60	15,15	-	-	6,82	1,83	0,01	1,08	0,39	0,30	0,01	1,03

Q - Quartzo; C - Corindon; Z - Zircão; Or - Ortoclásio; Ab - Albita; An - Anortita; Hl - Halita; Di - Diopsídio; Hy - Hiperstênio; Mt - Magnetita; Cr - Cromita; Il - Ilmenita; Ap - Apatita; Fl - Fluorita; Py - Pirita; Cc - Calcita; (FeO/(FeO + Fe₂O₃)=0,7).

Granitos Brumadinho - Óxidos (%)

Amostras	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	BaO	S	F	CO ₂	H ₂ O ⁺	S.Tot.	O-F	S.Fin.	H ₂ O ⁻
BL4-3	68,50	0,56	14,30	0,58	2,00	0,02	0,83	1,40	4,00	6,60	0,14	0,120	0,012	0,030	0,72	0,23	100,04	0,01	100,03	0,05
DJ1	69,20	0,54	14,10	0,58	2,00	0,03	0,67	1,30	4,10	6,20	0,16	0,130	0,010	0,070	0,52	0,41	100,02	0,03	99,99	0,08
DJ8-C	71,70	0,08	13,80	0,12	1,00	0,03	0,27	1,10	4,80	6,20	<0,05	0,093	0,013	0,020	0,52	0,40	100,14	0,01	100,13	0,05
DJ8-13A	70,90	0,12	14,50	<0,10	1,50	0,04	0,28	1,20	4,40	5,90	<0,05	0,094	0,013	0,020	0,52	0,36	99,84	0,01	99,83	0,06
DJ8-13B	71,80	0,08	14,30	<0,10	1,30	0,03	0,28	1,10	4,40	5,70	<0,05	0,094	<0,010	0,010	0,52	0,25	99,86	<0,01	99,86	0,05
DJ8-14	71,70	0,10	14,10	0,10	1,00	0,03	0,30	1,20	4,40	6,00	<0,05	0,080	<0,010	0,010	0,52	0,35	99,89	<0,01	99,89	0,04
IO1-D	71,80	0,08	13,20	<0,10	1,30	0,02	0,28	0,66	3,60	8,00	<0,05	0,059	<0,010	0,020	0,61	0,32	99,94	0,01	99,93	0,05

Granitos Brumadinho - Elementos Traços (ppm)

Amostras	Cr	Ni	Co	V	Cu	Zn	Rb	Ba	Sr	Nb	Zr	Y	Cl
BL4-3	19	16	5	84	6	61	340	1110	230	56	760	16	180
DJ1	13	13	6	50	11	76	310	1120	260	44	780	15	66
DJ8-C	9	14	<5	46	6	32	210	830	280	48	136	<10	<20
DJ8-13A	13	13	<5	76	5	34	230	840	320	44	118	<10	<20
DJ8-13B	16	11	<5	46	2	30	230	840	360	30	112	<10	<20
DJ8-14	12	11	<5	36	7	30	210	720	340	40	116	<10	<20
IO1-D	9	11	<5	68	1	19	380	530	85	30	90	15	<20

Granitos Brumadinho - Elementos de Terras Raras (ppm)

Amostras	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Lu
DJ8-C	13,070	29,040	10,200	2,200	0,368	1,330	0,710	0,122	0,294	0,208	0,060
DJ8-14	13,400	30,710	10,310	2,478	0,424	1,414	0,844	0,160	0,389	0,296	0,060

Granitos Brumadinho - Normas CIPW (%)

Amostras	Q	C	Z	Or	Ab	An	Hl	Ac	NaMetas	Di	Hy	Mt	Il	Ap	Fl	Py	Cc	Ma
BL4-3	17,65	0,01	0,15	39,55	33,66	1,81	0,03	-	-	-	3,74	1,23	1,07	0,35	0,08	0,02	1,69	-
DJ1	19,21	-	0,16	37,17	34,88	1,86	0,01	-	-	0,35	3,23	1,23	1,04	0,40	0,24	0,02	1,23	-
DJ8-C	20,75	-	0,03	37,04	36,72	-	-	1,05	0,70	1,79	1,09	-	0,15	0,12	0,07	0,02	1,23	-
DJ8-13A	21,09	-	0,02	35,48	37,72	2,45	-	-	-	0,18	1,60	0,54	0,23	0,12	0,07	0,02	1,22	-
DJ8-13B	22,49	0,11	0,02	33,99	37,40	2,18	-	-	-	-	2,21	0,77	0,15	0,12	0,02	0,02	1,23	-
DJ8-14	21,48	-	0,02	35,79	37,48	1,02	-	-	-	1,37	1,34	0,67	0,19	0,12	0,02	0,02	1,22	-
IO1-D	22,98	-	0,02	47,85	23,45	-	-	1,34	1,39	-	2,09	-	0,15	0,12	0,07	0,02	1,13	0,25

Q - Quartzo; C - Corindon; Z - Zircão; Or - Ortoclásio; Ab - Albita; An - Anortita; Hl - Halita; Ac - Acmite; NaMetas - Metaesilicato de Sódio; Di - Diopsídio; Hy - Hiperstênio; Mt - Magnetita; Cr - Cromita; Il - Ilmenita; Ap - Apatita; Fl - Fluorita; Py - Pirita; Cc - Calcita; Ma - Magnesita; (FeO/(FeO + Fe₂O₃)-0,7).

ANEXO 1.1- MAPA DE LOCALIZAÇÃO DE AMOSTRAS

COMPLEXO METAMÓRFICO BONFIM SETENTRIONAL

SISTEMA DE LOCALIZAÇÃO DE AMOSTRAS

A B C		
AG1		

A - Coordenada vertical
AG1 - Coordenada horizontal
1 - Identificação da amostra

CONVENÇÕES GEOGRÁFICAS

	Cidades e/ou vilas		Estrada de ferro
	Rodovias		Mineração de Ferro
	Rodovia pavimentada estadual		Danagem
	Rodovia pavimentada federal		Cumieiro serrano

ESCALA 1:50000
1000m 0 1000 2000 3000m

Base cartográfica preparada e impressa pelo Convênio IBGE / SECRETARIA DO PLANEJAMENTO E COORDENAÇÃO GERAL / INSTITUTO DE GEODÊCIAS APLICADAS DE MINAS GERAIS
DIRETORIA DE GEODÊSIA E CARTOGRAFIA

Segunda impressão - 1986

MAURICIO ANTONIO CARNEIRO
1992

ANEXO 1.2 - MAPA GEOLÓGICO COMPLEXO METAMÓRFICO BONFIM SETENTRIONAL

	Conga e Laterito		Traço de Falha
	Sequência Supracrustal		Contato Geológico (tracejado quando inferido)
	Supergrupo Minas		Direção de Xistosidade
	Supergrupo Rio das Velhas		Direção da Folição de Cisalhamento
	Grupo Nova Lima		Direção do Bandamento Gnaissico
	Grupo Quebra Ossos		Direção do Eixo de Dobra do Bandamento Gnaissico
	Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional		Direção de Fraturas
	Granito Brumadinho		Direção de Estiramento Mineral
	Tonalito Samambaia		Direção de Lineação Mineral
	Gnaisses Souza Neschese		
	Gnaisses Alberto Flores		

	Corpos Máficos
	Diques Máficos (B1-Antifolito Paraopeba; B2-Antifolito Candeias; B3-Metadiabásios Conceição de Itagua; B4-Diabásios Santa Cruz)

CONVENÇÕES GEOGRÁFICAS

	Cidades e/ou vilas		Estrada de ferro
	Rodovias		Mineração de ferro
	Rodovia pavimentada estadual		Drenagem
	Rodovia pavimentada federal		Cumieira serrana

ESCALA 1:500000

1000 m 0 1000 2000 3000 m

Base cartográfica preparada e impressa pelo Convênio IBGE/ SECRETARIA DO PLANEJAMENTO E COORDENAÇÃO GERAL/ INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS APLICADAS DE MINAS GERAIS

DIRETORIA DE GEODÉSIA E CARTOGRAFIA

Segunda impressão - 1986

MAURICIO ANTONIO CARNEIRO

1992