UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005339

**GEOCRONOLOGIA DOS EVENTOS MAGMÁTICOS,
SEDIMENTARES E METAMÓRFICOS NA REGIÃO
DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MINAS GERAIS**

Carlos Mauricio Noce

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO JULGADORA

	nome	ass.
Presidente :	<u>Wilson Teixeira</u>	<u>Wilson Teixeira</u>
Examinadores:	<u>Marly Babinski</u>	<u>Marly Babinski</u>
	<u>Sílvio Roberto Farias Vlach</u>	<u>Sílvio Roberto Farias Vlach</u>
	<u>Maurício Antonio Carneiro</u>	<u>Maurício Antonio Carneiro</u>
	<u>Pierre Sabaté</u>	<u>Pierre Sabaté</u>

São Paulo
1995

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**GEOCRONOLOGIA DOS EVENTOS MAGMÁTICOS,
SEDIMENTARES E METAMÓRFICOS NA REGIÃO
DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MINAS GERAIS**

Carlos Mauricio Noce

Orientador: Prof. Dr. Wilson Teixeira

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

São Paulo
1995

Só uns poucos tomam, por todos os demais, o encargo nobre e pleno de responsabilidade de custodiar a "escritura sagrada" da Terra, de lê-la e interpretá-la, pois o enlace consciente do homem com sua estrela está confiado a uma ciência especial...

Hans Closs (1885-1951, "Diálogo com a Terra")

para Maria Antonieta

ÍNDICE

Capítulo 1	
INTRODUÇÃO	1
1.1. APRESENTAÇÃO E OBJETIVOS DO TRABALHO	1
1.2. ÁREA INVESTIGADA	2
1.3. METODOLOGIA DE TRABALHO	4
1.4. A ESCALA DE TEMPO DO PRÉ-CAMBRIANO E OS CICLOS TECTÔNICOS DA PLATAFORMA SUL-AMERICANA	7
1.5. AGRADECIMENTOS	8
Capítulo 2	
MÉTODOS ANALÍTICOS EM GEOCRONOLOGIA	10
2.1. GEOCRONOLOGIA U-Pb DE ALTA PRECISÃO	10
2.1.1. Preparação das amostras	11
2.1.2. Lavagem, pesagem, dissolução dos grãos minerais e extração do U e Pb	12
2.1.3. Espectrometria de massa e resultados analíticos	13
2.1.4. Considerações sobre o processo de alteração dos zircões	14
2.2. OBTENÇÃO DE IDADES $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ POR LP-ICPMS	15
2.3. MÉTODO ISOCRÔNICO Pb-Pb EM MINERAL	16
2.4. MÉTODO Sm-Nd	17
2.5. MÉTODOS Rb-Sr E K-Ar	17
2.6. CONSIDERAÇÕES SOBRE AS TEMPERATURAS DE FECHAMENTO DE SISTEMAS ISOTÓPICOS	18
Capítulo 3	
CONTEXTO GEOLÓGICO E ACERVO GEOCRONOLÓGICO	19
3.1. ASPECTOS GERAIS DA GEOLOGIA DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO	19
3.2. ACERVO GEOCRONOLÓGICO	24
3.2.1. Determinações Rb-Sr e K-Ar	24
3.2.2. Determinações Pb-Pb	25
3.2.3. Determinações Sm-Nd	26
3.2.4. Determinações U-Pb	26
3.3. ARCABOUÇO GEOLÓGICO REGIONAL E EVOLUÇÃO	28
Capítulo 4	
TERRENOS GRANITO-GNÁISSICOS: GEOLOGIA E GEOCRONOLOGIA DO COMPLEXO BELO HORIZONTE	33
4.1. INTRODUÇÃO	33
4.2. ASPECTOS GEOLÓGICOS	34

4.3.	PETROQUÍMICA	37
4.3.1.	Gnaiss Belo Horizonte	37
4.3.2.	Plutonitos granitóides (Granito Santa Luzia, Granito General Carneiro, Granito Marzagão e Granodiorito Ibirité)	45
4.4.	GEOCRONOLOGIA	50
4.4.1.	Gnaiss Belo Horizonte e mobilizado migmatítico	50
4.4.1.1.	<i>Determinações U-Pb</i>	50
4.4.1.2.	<i>Determinações Rb-Sr</i>	55
4.4.2.	Granito Santa Luzia	57
4.4.3.	Granito General Carneiro	58
4.4.4.	Determinações K-Ar para o Complexo Belo Horizonte	60
4.5.	DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	61

Capítulo 5

PLUTONITOS GRANITÓIDES (E PEGMATITOS) DO ARQUEANO TARDIO E PROTEROZOICO 63

5.1.	INTRODUÇÃO	63
5.2.	GRANITO MORRO DA PEDRA E GRANITO Córrego do Brumado (REGIÃO SETENTRIONAL DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO)	63
5.2.1.	Aspectos geológicos	64
5.2.2.	Petroquímica	64
5.2.3.	Geocronologia	66
5.2.3.1.	<i>Determinações U-Pb</i>	66
5.2.3.2.	<i>Determinações Pb-Pb</i>	69
5.2.4.	Discussão dos resultados	71
5.3.	GRANITÓIDES E PEGMATITOS DA REGIÃO MERIDIONAL DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO	71
5.3.1.	Aspectos geológicos	71
5.3.1.1.	<i>Região de Salto do Paraopeba</i>	73
5.3.1.2.	<i>Distrito Manganífero de Conselheiro Lafaiete</i>	74
5.3.2.	Petroquímica	76
5.3.2.1.	<i>Granito Salto do Paraopeba</i>	76
5.3.2.2.	<i>Batólito Alto Maranhão</i>	78
5.3.3.	Geocronologia	79
5.3.3.1.	<i>Granito Salto do Paraopeba: Determinações U-Pb</i>	79
5.3.3.2.	<i>Pegmatito de Salto do Paraopeba: Determinações U-Pb e Pb-Pb</i>	81
5.3.3.3.	<i>Batólito Alto Maranhão: Determinações U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr e K-Ar</i>	83
5.3.3.4.	<i>Veios quartzo-feldspáticos (com monazita) da Falha do Engenho: Determinações U-Pb</i>	88
5.3.4.	Considerações sobre a evolução geológica da região meridional do Quadrilátero Ferrífero	88

Capítulo 6

EVENTOS DE SEDIMENTAÇÃO: CRONOLOGIA COM BASE NA DATAÇÃO DE ZIRCÕES DETRÍTICOS 92

6.1.	DATAÇÃO DE ZIRCÕES DETRÍTICOS: DADOS OBTIDOS E DISCUSSÃO	92
6.2.	CRONOLOGIA DA SEDIMENTAÇÃO	97
6.2.1.	Supergupo Minas	97
6.2.1.1.	<i>Grupos Caraça e Itabira</i>	97

6.2.1.2.	<i>Grupo Piracicaba</i>	99
6.2.1.3.	<i>Grupo Sabará</i>	100
6.2.2.	<i>Grupo Itacolomi</i>	101

Capítulo 7

ALGUMAS CONSIDERAÇÕES SOBRE EVENTOS DE CISALHAMENTO E MINERALIZAÇÃO AURÍFERA COM BASE EM DETERMINAÇÕES U-Pb EM RUTILO E TITANITA 103

7.1.	GEOLOGIA DA ÁREA INVESTIGADA (REGIÃO NORDESTE DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO) E AMOSTRAGEM	103
7.2.	GEOCRONOLOGIA	104
7.2.1.	Determinações U-Pb em rutilo e resultados obtidos	104
7.2.2.	Determinação U-Pb em titanita do gnaiss de Cocaís	106
7.3.	DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	108

Capítulo 8

CONCLUSÕES 109

8.1.	EVOLUÇÃO CRUSTAL NO ARQUEANO	109
8.1.1.	Formação dos primeiros núcleos continentais (3.300-3.000 Ma)	109
8.1.2.	Crescimento continental e eventos tectono-termais (3.000-2.850 Ma)	111
8.1.3.	Eventos do Neoarqueano (2.800-2.600 Ma)	112
8.1.3.1.	<i>O evento de 2.780-2.700 Ma (Evento Rio das Velhas)</i>	113
8.1.3.2.	<i>Eventos magmáticos finais e a consolidação da plataforma arqueana</i>	114
8.2.	CICLO TRANSAMAZÔNICO (PALEOPROTEROZÓICO): EVOLUÇÃO DO SUPERGRUPO MINAS	115
8.2.1.	Considerações sobre a natureza da tectônica transamazônica	116
8.2.2.	Uma visão regional do cinturão transamazônico (Cinturão Mineiro)	117
8.3.	EVOLUÇÃO MESO E NEOPROTEROZÓICA	118

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	120
----------------------------	-----

ÍNDICE DAS FIGURAS

Figura 1:	Localização da área investigada	3
Figura 2:	Principais feições fisiográficas (cristas de serra) e rede hidrográfica do Quadrilátero Ferrífero	3
Figura 3:	Mapa geológico do Quadrilátero Ferrífero	20
Figura 4:	Delimitação atualizada e significado dos limites do Cráton do São Francisco	29
Figura 5:	Mapa estrutural do Quadrilátero Ferrífero	31
Figura 6:	Mapa geológico do Complexo Belo Horizonte	35
Figura 7:	Classificação do Gnaiss Belo Horizonte segundo o diagrama Ab-An-Or (normativo) de O'Connor (1965)	40
Figura 8:	Diagrama de variação de elementos-traço, normalizados para o manto primitivo, para o Gnaiss Belo Horizonte	40
Figura 9:	Curvas de ETR, normalizadas para condritos, para o Gnaiss Belo Horizonte	41

Figura 10:	Curvas de ETR, normalizadas para condritos, para o gnaiss migmatítico e mobilizado félsico do mesmo afloramento	42
Figura 11	Diagrama comparativo entre a curva média de ETR para o Gnaiss Belo Horizonte, as curvas médias para tonalitos e trondhjemitos arqueanos de alto Al_2O_3 e baixo Al_2O_3 e para o Gnaiss Alberto Flores	43
Figura 12:	Diagrama $(Yb)_N \times (La/Yb)_N$ (Martin 1987) mostrando a variação no conteúdo em ETR no tempo geológico	44
Figura 13:	Diagrama de variação de elementos-traço, normalizados para o manto primitivo, para o Granito Santa Luzia e o Granito General Carneiro	47
Figura 14:	(a) Curvas de ETR, normalizadas para condritos, para o Granito Santa Luzia e o Granito General Carneiro (b) Diagrama comparativo entre as curvas de ETR para o Granito Santa Luzia e o Granito General Carneiro e a curva média para o Gnaiss Belo Horizonte	48
Figura 15:	Curva de ETR, normalizada para condritos, para o Granodiorito Ibirité	48
Figura 16	(a) Diagrama comparativo entre a curva média de ETR para o Granito Santa Luzia e o Granito Mpageni (b) Diagrama comparativo entre a curva média de ETR para o Granito General Carneiro e o Granito Sicunusa	49
Figura 17:	Localização das amostras com determinações geocronológicas no Complexo Belo Horizonte	50
Figura 18:	Diagrama concórdia para o gnaiss migmatítico do Complexo Belo Horizonte e mobilizado félsico	53
Figura 19:	Diagrama isocrônico Rb-Sr em rocha total para o Gnaiss Belo Horizonte, Pedreira do Bairro Tupi	56
Figura 20:	Diagrama concórdia para o Granito Santa Luzia	58
Figura 21:	Diagrama isocrônico Rb-Sr em rocha total para o Granito General Carneiro	59
Figura 22:	(a) Curvas de ETR, normalizadas para condritos, para o Granito Morro da Pedra e o Granito Córrego do Brumado (b) Diagrama comparativo das curvas de ETR para os granitos Morro da Pedra e Córrego do Brumado e a curva média para o Gnaiss Belo Horizonte	66
Figura 23:	Diagrama concórdia exibindo os dados obtidos para o Granito Morro da Pedra e Granito Córrego do Brumado	67
Figura 24:	Diagrama isocrônico Pb-Pb para o Granito Morro da Pedra	70
Figura 25:	Mapa geológico da região meridional do Quadrilátero Ferrífero	72
Figura 26:	Curvas de ETR, normalizadas para condritos, para o Granito Salto do Paraopeba	76
Figura 27:	Curvas de ETR, normalizadas para condritos, para o Batólito Alto Maranhão	78
Figura 28:	Diagrama concórdia para o Granito Salto do Paraopeba e pegmatito intrusivo na Formação Moeda	81
Figura 29:	Diagrama isocrônico Pb-Pb para anfibólios do pegmatito de Salto do Paraopeba	83
Figura 30:	Diagrama concórdia para o Batólito Alto Maranhão	84
Figura 31:	Diagramas isocrônicos Rb-Sr em rocha total para o Batólito Alto Maranhão	86
Figura 32:	O arco magmático transamazônico na porção meridional do embasamento do Cráton do São Francisco	89
Figura 33:	Modelo evolutivo para a região sul do Quadrilátero Ferrífero	90
Figura 34:	Localização das amostras com datação de zircões detríticos	93
Figura 35:	Distribuição das idades $^{207}Pb/^{206}Pb$ de zircões detríticos (a) Formação Moeda (b) Grupo Sabará (c) Grupo Itacolomi (d) Supergrupo Espinhaço	93
Figura 36:	Histograma de distribuição das idades de zircões detríticos	96
Figura 37:	Coluna litoestratigráfica do Supergrupo Minas	98
Figura 38:	Coluna litoestratigráfica do Supergrupo Minas e Grupo Itacolomi, apresentando os limites temporais propostos para a sedimentação	102
Figura 39:	Mapa geológico da região de Caeté	104
Figura 40:	Diagrama concórdia para o rutilo da zona mineralizada no Grupo Nova Lima e titanita da Pedreira de Cocais	107

ÍNDICE DAS TABELAS

Tabela 1:	Composição em porção pouco alterada e totalmente alterada de um grão de zircão	14
Tabela 2	Compilação de temperaturas de fechamento	18
Tabela 3:	Sumário de dados U-Pb de alta precisão para o Quadrilátero Ferrífero	28
Tabela 4:	Composições químicas do Gnaiss Belo Horizonte, gnaiss migmatítico, mobilizado migmatítico e migmatito nebulítico	39
Tabela 5:	Composição média do Gnaiss Belo Horizonte comparado a composição média de TTG arqueanos	43
Tabela 6:	Composições químicas do Granito Santa Luzia, Granito General Carneiro, Granito Marzagão e Granodiorito Ibirité	46
Tabela 7:	Resultados analíticos U-Pb para o Gnaiss Belo Horizonte e Granito Santa Luzia (Complexo Belo Horizonte)	52
Tabela 8:	Dados isotópicos Rb-Sr em rocha total para o Gnaiss Belo Horizonte	56
Tabela 9:	Dados isotópicos Rb-Sr em rocha total para o Granito General Carneiro	59
Tabela 10:	Dados isotópicos K-Ar para o Complexo Belo Horizonte, Complexo Caeté e região leste do Quadrilátero Ferrífero	60
Tabela 11:	Composições químicas do Granitos Morro da Pedra e Granito Córrego do Brumado	65
Tabela 12:	Resultados analíticos U-Pb para os granitos Morro da Pedra e Córrego do Brumado	68
Tabela 13:	Razões isotópicas do Pb para o K-feldspato do Granito Morro da Pedra	70
Tabela 14:	Composições químicas do Granito Salto do Paraopeba e do Batólito Alto Maranhão	77
Tabela 15:	Resultados analíticos U-Pb, região meridional do Quadrilátero Ferrífero	80
Tabela 16:	Razões isotópicas do Pb para os anfíbios do pegmatito de Salto do Paraopeba	82
Tabela 17:	Dados isotópicos Sm-Nd para o Batólito Alto Maranhão	85
Tabela 18:	Dados isotópicos Rb-Sr em rocha total para o Batólito Alto Maranhão	86
Tabela 19:	Dados isotópicos K-Ar em biotita para o Batólito Alto Maranhão	87
Tabela 20:	Resultados analíticos U-Pb para rutilo e titanita da região nordeste do Quadrilátero Ferrífero	107
Tabela 21:	Sumário dos dados geocronológicos obtidos neste estudo	110

RESUMO

O Complexo Belo Horizonte representa um segmento de crosta arqueana, constituído principalmente por gnaisses tipo TTG, bandados e exibindo feições de migmatização (Gnaiss Belo Horizonte). Ocorrem encravadas nos gnaisses pequenas faixas de rochas supracrustais, de natureza vulcano-sedimentar (essencialmente vulcanitos máficos e sedimentos químicos), e corpos granitóides circunscritos. Estes granitóides apresentam aspecto homogêneo, foliação bem desenvolvida, tendo-se posicionado após o evento principal de migmatização do Gnaiss Belo Horizonte. Os dois corpos mais significativos são granitos cálcio-alcálinos de alto K, designados Granito Santa Luzia e Granito General Carneiro.

Análises U-Pb em zircões de um mobilizado migmatítico definiram uma discórdia com intercepto superior em $2.860 \pm 14/-10$ Ma, datando o evento de migmatização do Gnaiss Belo Horizonte. Titanitas do mobilizado e do gnaiss alinharam-se em outra discórdia, com intercepto inferior em 2.041 ± 5 Ma. Esta idade foi interpretada como a do retrabalhamento (metamorfismo) do Evento Transamazônico impresso no Complexo Belo Horizonte.

O Granito Santa Luzia posicionou-se em $2.712 \pm 5/-4$ Ma (idade U-Pb em zircão), sendo esta também a idade provável do Granito General Carneiro. Obteve-se uma isócrona Rb-Sr (rocha total) para o Gnaiss Belo Horizonte de 2.619 ± 65 Ma. Os eventos de granitogênese e de rejuvenescimento isotópico dos gnaisses mais antigos devem marcar os estágios finais de estabilização da crosta arqueana na região setentrional do Quadrilátero Ferrífero.

No extremo sudoeste do Quadrilátero Ferrífero um pequeno corpo granítico, o Granito Salto do Paraopeba, possui idade U-Pb, em zircão, de 2.612 ± 5 Ma. Esta idade define, até o presente, o mais novo evento de granitogênese arqueana da região. Ainda no quadro da evolução arqueana, a análise U-Pb em rutilos de uma zona de cisalhamento mineralizada em ouro, cortando o Grupo Nova Lima, forneceu resultado muito discordante mas com idade mínima de 2.580 Ma.

Esse conjunto de determinações geocronológicas, aliado a outros dados da bibliografia, permite delinear um quadro bastante acurado para a evolução da crosta arqueana. Informações adicionais são também fornecidas pelas datações de zircões detriticos, provenientes das unidades supracrustais proterozóicas do Quadrilátero Ferrífero. As mais antigas evidências da existência de núcleos continentais datam de *ca.* 3.200 Ma. Entretanto, o principal período de geração crustal parece ter ocorrido entre 3.000-2.900 Ma. A partir daí, o *trend* evolutivo registra um processo progressivo de amalgamação de blocos continentais, associado a intenso retrabalhamento da crosta primitiva e novos eventos de adição granitóide, além da deposição de sequências supracrustais do tipo *greenstone belt* (Supergrupo Rio das Velhas). Resultou desse

processo a consolidação de extensa plataforma continental, provavelmente completada com a intrusão dos granitos arqueanos mais jovens, como o Granito Salto do Paraopeba.

A bacia de sedimentação do Supergrupo Minas implantou-se sobre essa plataforma, possivelmente ainda no final do Arqueano. Reforça a hipótese o fato de todos os zircões detriticos analisados para a Formação Moeda, unidade basal do Supergrupo Minas, serem mais antigos que 2.600 Ma. As outras unidades estudadas (Grupo Sabará, Grupo Itacolomi e Supergrupo Espinhaço) continham zircões gerados e/ou retrabalhados no Paleoproterozóico.

O pacote sedimentar do Supergrupo Minas registra a passagem de sedimentação plataformar (grupos Caraça, Itabira e Piracicaba) para sedimentação sin-orogênica, representada pelo Grupo Sabará, cuja idade máxima de deposição foi determinada em *ca.* 2.120 Ma.

A idade de intrusão do Batólito Alto Maranhão foi determinada por análises U-Pb em titanita e zircão, em 2.124 ± 2 Ma. Este corpo, localizado a sul do Quadrilátero Ferrífero, possui composição tonalítica predominante e características geoquímicas indicativas de origem mantélica. Tal assertiva confirma-se pela idade-modelo Sm-Nd (TDM) na mesma faixa da idade U-Pb. Portanto, interpreta-se o Batólito Alto Maranhão como uma intrusão pré-colisional, ligada a consumo de crosta oceânica, marcando o estágio inicial do Evento Transamazônico.

As idades U-Pb em titanitas do embasamento arqueano posicionam o ápice do *overprint* metamórfico transamazônico em 2.065-2.035 Ma. Este processo foi acompanhado pela intrusão de pequenos corpos graníticos na região setentrional do Quadrilátero Ferrífero, que são o Granito Córrego do Brumado (idade U-Pb em monazita de 2.045 Ma) e o Granito Morro da Pedra. Pegmatitos intrusivos na Formação Moeda, região de Salto do Paraopeba, apresentaram idade Pb-Pb em anfibólio de 2.236 ± 200 Ma.

Outras determinações geocronológicas, no âmbito do Complexo Belo Horizonte, incluem uma errócrona Rb-Sr para o Granito General Carneiro, de 1.740 ± 53 Ma, e idades K-Ar em biotita, variando entre 1.800 e 1.000 Ma. As idades por volta de 1.800 Ma poderiam registrar o resfriamento final do Evento Transamazônico. Já as idades mais novas refletem, provalmente, aberturas parciais do sistema isotópico K-Ar em eventos de baixa magnitude, ligados aos ciclos Espinhaço e Brasileiro.

Interpretação semelhante pode ser dada para as idades K-Ar (biotita) obtidas para o Batólito Alto Maranhão, de 1.000 ± 22 e 730 ± 25 Ma. Duas idades isocrônicas Rb-Sr, para este mesmo corpo, registram o rejuvenescimento isotópico brasileiro. Na mesma região, monazitas de veios quartzo-feldspáticos, encontrados na Falha do Engenho, possuem idade U-Pb de 596 Ma. A colocação desses veios, e os processos localizados de rejuvenescimento isotópico, foram interpretados como um reflexo da reativação de estruturas pré-existentes durante a deformação do Evento Brasileiro. O registro isotópico pouco expressivo desse evento, no Quadrilátero Ferrífero, é uma indicação de seu papel secundário na estruturação da região.

ABSTRACT

The Belo Horizonte Complex represents an Archean crust segment principally composed of banded TTG-type gneisses, and exhibiting migmatization features (Belo Horizonte Gneiss). Small tracts of volcanosedimentary supracrustal rocks, essentially mafic volcanics and chemical sediments, and granitoid bodies occur enclosed by the gneisses. These granitoids are in general homogeneous, have well-developed foliation, and were emplaced after the main migmatization event that affected the Belo Horizonte Gneiss. The Santa Luzia and General Carneiro calc-alkaline granites constitute the two most prominent granitic bodies.

The age of the Belo Horizonte Gneiss migmatization event is indicated by the $2860 \pm 14/-10$ Ma upper intercept of a discordia obtained by U-Pb analyses in zircons of a migmatitic mobilizate. Sphenes of this mobilizate and of the gneiss align along another discordia with a lower intercept at 2041 ± 5 Ma. This is interpreted as the age of the Transamazonian tectonometamorphic event imprint-ed on the Belo Horizonte Complex.

The Santa Luzia Granite was emplaced at $2712 \pm 5/-4$ Ma (U-Pb age in zircon), probably also corresponding to the age of the General Carneiro Granite. A Rb-Sr-whole-rock isochron indicates 2619 ± 65 Ma for the Belo Horizonte Gneiss. These ages define a granite genesis event and also an isotopic resetting of the older gneisses, possibly marking the final stages of stabilization of the Archean crust in the studied area.

The Salto do Paraopeba Granite occurs in the extreme southwest of the Quadrilátero Ferrífero, and has an U-Pb age in zircon of 2612 ± 5 Ma. At present, this age is interpreted as defining the youngest Archean granite genesis event. U-Pb analyses of rutiles from a gold-mineralized shear zone, crosscutting the Nova Lima Group, yield a very discordant minimum age of 2580 Ma, also regarded as part of the Archean evolution of this region.

This set of geochronological determinations together with those already published allow the establishment of a fairly accurate framework for the Archean crust evolution. Additional information are also furnished by dating of detritic zircons, from Proterozoic supracrustal units of the Quadrilátero Ferrífero. The oldest evidences for the existence of continental nuclei are dated at *ca* 3200 Ma. However, the main period of crust generation seems to have happened between 3000 to 2900 Ma. Following this period, the evolutionary trend followed a progressive amalgamation of continental blocks, associated with intensive reworking of the primitive crust, renewed events of granitoid addition and deposition of the supracrustal greenstone belt Rio das Velhas Supergroup. As a result of this process, an extensive continental platform was

consolidated, probably accompanied by the intrusion of younger Archean granites like the Salto do Paraopeba Granite.

The Minas Supergroup sedimentary basin was established on this platform possibly in the end of the Archean. This hypothesis is enhanced by detritic zircons consistently older than 2600 Ma from the Moeda Formation, basal unit of the Minas Supergroup. A number of the zircons from the other studied units, the Sabará and Itacolomi Groups, and the Espinhaço Supergroup, were crystallized and/or reworked during the Lower Proterozoic.

The Minas Supergroup sedimentary sequence records the change from platformal (Caraça, Itabira and Piracicaba Groups) to synorogenic sedimentation, the latter represented by the Sabará Group. The zircons of this Group define the maximum age of deposition *ca* 2120 Ma.

U-Pb analyses in zircon and sphene determine the age of the intrusion of the Alto Maranhão Batholith at 2124 ± 2 Ma. This granitic body is located to the south of the Quadrilátero Ferrífero, and has a predominantly tonalitic composition. A mantelic derivation is indicated by geochemical characteristics, and confirmed by a Sm-Nd model age (TDM) in the same range of ages obtained by U-Pb. Therefore, the Alto Maranhão Batholith is interpreted as a pre-collisional intrusion related to the consumption of the oceanic crust, marking the initial stage of the Transamazonian Event.

U-Pb ages in sphenes from the Archean basement define the peak of the Transamazonian metamorphic overprint at 2065-2035 Ma. This process was accompanied by the intrusion of two small granitic bodies in the northern region of the Quadrilátero Ferrífero: the Córrego Brumado Granite (U-Pb age of 2045 Ma in monazite) and the Morro da Pedra Granite. Pegmatites intrusive in the Moeda Formation in the region of Salto do Paraopeba have a Pb-Pb age in amphibole of 2236 ± 200 Ma.

Other geochronological determinations in the Belo Horizonte Complex include a Rb-Sr isochron for the General Carneiro Granite at 1740 ± 53 Ma, and K-Ar ages in biotites varying between 1800 and 1000 Ma. The ages around 1800 Ma might indicate the final cooling of the Transamazonian Event. The younger ages probably reflect partial opening of the K-Ar isotopic system during events of a lesser magnitude, related to the Espinhaço and Brasiliano cycles.

A similar interpretation arises from the K-Ar ages of 1000 ± 22 and 730 ± 25 in biotite obtained for the Alto Maranhão Batholith. Two isochronic Rb-Sr ages obtained for the same batholith register the Brasiliano-cycle isotopic resetting. In the same region, quartz-feldspathic veins in the Engenho Fault yields an U-Pb age in monazite of 596 Ma. The veins emplacement and the localized processes of isotopic resetting are interpreted as resulting from the reactivation of pre-existing structures during the Brasiliano Event deformation. The weak record of this Event in the Quadrilátero Ferrífero is indicative of its secondary role in the structuring of the region.

1. INTRODUÇÃO

1.1. APRESENTAÇÃO E OBJETIVOS DO TRABALHO

O Quadrilátero Ferrífero é uma importante província metalogenética (Au, Fe, Mn), constituindo uma área clássica em termos de geologia pré-cambriana. O acervo de conhecimento geológico sobre o Quadrilátero Ferrífero é dos mais expressivos. Pode-se destacar, entre outros, os trabalhos de cartografia na escala 1:25.000, realizados entre os anos 1946/1965 por uma equipe de geólogos do *United States Geological Survey* e Departamento Nacional da Produção Mineral, sintetizados por Dorr (1969). Este acervo tem sido enriquecido, nos últimos anos, por diversas contribuições, com destaque para as de enfoque estrutural/geotectônico e metalogenético (e.g. Ladeira 1980, Marshak & Alkmim 1989, Chemale Jr. *et al.* 1991, etc.).

A despeito do conhecimento acumulado, persistem ainda diversas questões relativas à evolução geológica do Quadrilátero Ferrífero. Estas, em grande parte, decorrem da dificuldade de definir, no tempo, os vários eventos magmáticos, sedimentares e tectono-metamórficos registrados na região. Como é a regra para os terrenos pré-cambrianos de evolução complexa e policíclica, as datações radiométricas passam a ser tanto mais imprescindíveis, quanto mais se aprofunda o conhecimento geológico.

Até recentemente, os dados geocronológicos disponíveis para o Quadrilátero Ferrífero eram, em sua quase totalidade, advindos dos métodos Rb-Sr e K-Ar (e.g. Cordani *et al.* 1980, Teixeira 1985). Em 1989, em trabalho realizado com a participação deste autor, obteve-se o primeiro acervo expressivo de idades U-Pb de alta precisão (Machado *et al.* 1989a, 1992). Estes dados permitiram datar eventos de vulcanismo no *Greenstone Belt* Rio das Velhas, definiram idades de plutonismo granitóide no âmbito dos complexos granito-gnáissicos arqueanos, além de precisar a idade de eventos metamórficos proterozóicos. O conhecimento do quadro evolutivo arqueano foi, posteriormente, reforçado e ampliado pelas datações U-Pb realizadas por Machado & Carneiro (1992) e Carneiro (1992).

O presente trabalho enriquece, consideravelmente, o acervo de dados geocronológicos U-Pb para a região do Quadrilátero Ferrífero. São apresentados os resultados de 31 análises U-Pb

em zircão, titanita e monazita, provenientes de corpos geológicos diversos. Parte destes dados permitiram a construção de cinco discórdias. Outras metodologias empregadas forneceram 110 idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de zircões detríticos e duas isócronas Pb-Pb em mineral. São também apresentadas uma idade modelo (Tdm) Sm-Nd, quatro isócronas Rb-Sr (rocha total) na escala de afloramento e quatro determinações K-Ar.

A utilização de métodos geocronológicos diversos permitiu a abordagem de amplo espectro de questões. Estas incluem a datação de eventos geradores de rocha, eventos de retrabalhamento crustal e reequilíbrio isotópico, delimitação dos intervalos de tempo envolvidos na deposição das unidades sedimentares, dentre outras.

O propósito principal do presente estudo foi a elaboração de um quadro evolutivo que integrasse os diversos eventos geológicos dentro de uma coluna temporal. Este tema interessa ao entendimento da evolução do embasamento do Cráton do São Francisco como um todo, na medida em que novos dados, bastante precisos, são revelados quanto à duração dos ciclos tectônicos e à natureza dos fenômenos a eles associados.

1.2. ÁREA INVESTIGADA

O Quadrilátero Ferrífero localiza-se na região sudeste do Estado de Minas Gerais, centrado em torno das coordenadas 20°15' de latitude sul e 43°30' de longitude oeste (Figura 1). O espaço geográfico conhecido como Quadrilátero Ferrífero ocupa uma área de cerca de 7.000 km², devendo seu nome ao arranjo definido por um conjunto de serras lineares com altitudes, em média, variando entre 1.100 e 1.600 m. (Figura 2). Essas serras estão esculpidas em seqüências metassedimentares dobradas, especialmente o Supergrupo Minas, que encerra os imensos depósitos de minério de ferro da região. As áreas limítrofes ao Quadrilátero Ferrífero, de uma maneira geral, assentam-se sobre rochas gnáissicas, exibindo relevo menos acentuado com altitudes inferiores a 900 m.

O Quadrilátero Ferrífero constitui um divisor de águas de duas importantes bacias hidrográficas, do Rio São Francisco e Rio Doce. As regiões central e ocidental são, respectivamente, drenadas pelo Rio das Velhas e Rio Paraopeba, ambos afluentes do Rio São Francisco. Os rios Piracicaba, Gualaxo e do Carmo drenam a região oriental, afluindo para o Rio Doce (Figura 2).

Figura 1: Localização da área investigada (QF=Quadrilátero Ferrífero).

Figura 2: Principais feições fisiográficas (cristas de serra) e rede hidrográfica do Quadrilátero Ferrífero (modificado de Barbosa 1980).

O limite geográfico setentrional do Quadrilátero Ferrífero é representado pela Serra do Curral, a norte da qual foi implantada a cidade de Belo Horizonte, inaugurada em 1897. A maioria das demais localidades da região remontam ao período colonial, originadas da "corrida do ouro" que teve lugar durante o final do século XVII e o século XVIII. Dentre estas, destaca-se a cidade de Ouro Preto, por preservar expressivo conjunto arquitetônico dessa época.

Uma malha viária densa e o grande número de pedreiras, minerações e exposições naturais favorecem a observação das várias unidades geológicas representadas no Quadrilátero Ferrífero. Entretanto, várias áreas são de acesso difícil, devido à topografia muito acidentada.

1.3. METODOLOGIA DE TRABALHO

A primeira etapa deste trabalho consistiu no levantamento das questões geológicas a serem abordadas pelos métodos geocronológicos, partindo-se do conhecimento prévio do autor e da literatura e cartografia geológicas existentes. Como resultado, foram definidas as áreas para detalhamento geológico e os alvos de amostragem para geocronologia. Cada uma dessas áreas e os corpos geológicos amostrados enquadravam-se num contexto geológico/tectônico específico, de forma que, de posse das datações, fosse possível uma abordagem global da evolução do Quadrilátero Ferrífero.

Os diferentes contextos geológicos e problemas estudados podem ser sistematizados da seguinte maneira:

-Evolução dos terrenos granito-gnáissicos:

Os estudos geocronológicos dos terrenos granito-gnáissicos da região do Quadrilátero Ferrífero têm-se ressentido da ausência de cartografia geológica interna. Foi selecionado para estudo aquele terreno situado ao longo do limite norte do Quadrilátero Ferrífero, designado Complexo Belo Horizonte (Ladeira & Viveiros 1986), onde o grande número de pedreiras existentes permitia boas exposições de suas rochas.

Os trabalhos de campo levaram à individualização dos principais litotipos constituintes do complexo, posteriormente submetidos aos estudos geocronológicos. A partir dos dados U-Pb obtidos, nova amostragem para análises Rb-Sr e K-Ar foi realizada, visando a complementar as

informações, além de possibilitar a confrontação dos resultados de métodos diferentes aplicados ao mesmo corpo geológico.

Embora um estudo petrogenético aprofundado fugisse ao escopo deste trabalho, foram realizadas análises químicas para o Complexo Belo Horizonte. Estas análises permitiram a caracterização geoquímica dos corpos datados, além de esboçar um quadro da evolução petrogenética.

-Plutonitos granitóides e suas relações com unidades supracrustais:

Foram selecionados, para datação, corpos granitóides intrusivos ou em contato tectônico com seqüências supracrustais. Objetivou-se, além do posicionamento desses corpos no quadro evolutivo regional, a obtenção de idades mínimas para as rochas supracrustais.

Dois pequenos plutonitos granitóides estudados provinham da região setentrional do Quadrilátero Ferrífero. O primeiro é intrusivo em uma pequena faixa de rochas vulcano-sedimentares, encravada no Complexo Belo Horizonte, enquanto o outro posiciona-se nas rochas do Supergrupo Minas imediatamente adjacentes ao complexo.

No extremo sudoeste do Quadrilátero Ferrífero foram amostrados um granitóide em contato tectônico com a Formação Moeda (Supergrupo Minas) e pegmatitos intrusivos nesta mesma unidade.

Na região de Congonhas do Campo-Conselheiro Lafaiete, a sul do Quadrilátero Ferrífero, objetivou-se estabelecer a idade de um extenso corpo intrusivo em seqüência vulcano-sedimentar provavelmente correlata ao Grupo Nova Lima (Supergrupo Rio das Velhas).

As determinações geocronológicas para estes corpos granitóides envolveram, no conjunto, os métodos U-Pb, Pb-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr e K-Ar. Foram também efetuadas análises químicas visando a uma caracterização mais completa dos plutonitos estudados.

-Idades de sedimentação:

Esta questão foi investigada através da datação de zircões detríticos pelo método LP-ICPMS (*laser-probe inductively coupled plasma mass spectrometry*), que permite a obtenção de idades mínimas $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Diversas unidades metassedimentares clásticas (Formação Moeda, Supergrupo Espinhaço, Grupo Sabará e Grupo Itacolomi), em áreas diferentes do Quadrilátero Ferrífero, foram amostradas para esse tipo de investigação. O estudo propiciou o levantamento de informações quanto à idade das áreas-fonte e dos intervalos de sedimentação das unidades enfocadas.

-Eventos metalogenéticos:

A abordagem deste tema retringiu-se a uma zona de cisalhamento aurífera da região nordeste do Quadrilátero Ferrífero, investigada por meio de datação U-Pb em rutilo, cuja gênese poderia estar associada ao processo de mineralização.

Os resultados das análises geocronológicas serão apresentados nos capítulos 4 a 7, no contexto de cada um dos temas propostos acima. No capítulo final (Capítulo 8) apresenta-se a integração destes dados radiométricos, somados aos anteriormente disponíveis, dentro de uma proposta de evolução geológica do Quadrilátero Ferrífero durante o Pré-Cambriano.

A parte experimental do trabalho envolveu diferentes rotinas radiométricas em laboratórios distintos. No contexto das análises U-Pb, foram coletadas 21 amostras, cada uma contendo, em média, 10 a 15kg de material. As amostras foram submetidas ao processo usual de separação mineral. As etapas finais do processo de análise, que incluem a seleção visual dos grãos minerais, abrasão, dissolução, extração química e espectrometria de massa, foram efetuadas pelo autor no *Centre de Recherche en Géochimie Isotopique et en Géochronologie* (GEOTOP) da *Université du Québec à Montréal* (Canadá). Esse trabalho realizou-se no período de outubro de 1991 a março de 1992, sob a orientação do Dr. Nuno Machado. Apenas 9 amostras possuíam minerais na qualidade e quantidades necessárias para a análise. Para duas amostras, cujos resultados U-Pb foram inconclusivos, foram realizadas análises Pb-Pb em mineral, a partir do material previamente preparado. Estas análises foram também efetuadas nos laboratórios do GEOTOP.

Análises de zircões detríticos pelo método LP-ICPMS foram feitas na *Université de Montréal* pelo Dr. Nuno Machado e Dr. Rui Feng, como parte de um projeto de colaboração científica. Apenas algumas das amostras preparadas foram analisadas, tanto pela virtual ausência de zircão como pelo não atendimento das especificações de tamanho e qualidade dos grãos para fins dos estudos previstos.

As análises Sm-Nd, Rb-Sr e K-Ar foram efetuadas no Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) da Universidade de São Paulo. No caso das análises Rb-Sr, foram coletadas várias amostras por afloramento, com peso de 1 a 2kg cada, sem alteração visível. O contexto da amostra no afloramento e a presença de outras fases magmáticas foram anotadas para cada amostra. A preparação das amostras e análises seguiram a rotina do CPGeo. As isócronas Rb-Sr foram construídas a partir de pontos de um único afloramento (entre 4 e 9 pontos).

Os resultados geoquímicos foram obtidos nos laboratórios do GEOLAB/GEOSOL e do Centro de Pesquisa Professor Manuel Teixeira da Costa (CPMTC) do Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais.

1.4. A ESCALA DE TEMPO DO PRÉ-CAMBRIANO E OS CICLOS TECTÔNICOS DA PLATAFORMA SUL-AMERICANA

A nova escala de tempo para o Pré-Cambriano, aprovada pela *International Union of Geological Sciences* (IUGS), encontra-se apresentada por Fuck (1991a, 1991b). O limite entre os éons Arqueano e Proterozóico foi mantido em 2.500 Ma. O Arqueano foi dividido nos seguintes períodos: Eoarqueano (≥ 3.600 Ma), Paleoarqueano (3.600-3.200 Ma), Mesoarqueano (3.200-2.800 Ma) e Neoarqueano (2.800-2.500 Ma). Para o Proterozóico adotaram-se os períodos listados a seguir: Paleoproterozóico (2.500-1.600 Ma), Mesoproterozóico (1.600-1.000 Ma) e Neoproterozóico (1.000 Ma-base do Cambriano).

O início do Mesoproterozóico é caracterizado pela expansão de coberturas plataformais ou pela formação de novas coberturas sobre embasamento recém-cratonizado, a partir de 1.600 Ma, em continentes diversos (Fuck 1991a). Na Plataforma Sul-Americana, eventos desta natureza ocorreram em época mais antiga, o que tem levado à adoção, por vários autores (e.g. Almeida & Hasui 1984, Brito Neves *et al.* 1990), de um limite de tempo Paleoproterozóico/Mesoproterozóico diferente daquele proposto na coluna da IUGS. Embora se reconheça a necessidade e importância de uma coluna de tempo global, a atribuição do Ciclo Espinhaço, iniciado em torno de 1.750 Ma, ao Mesoproterozóico, encontra-se entranhada na geologia brasileira e será mantida no presente trabalho.

Diversos ciclos e eventos tectônicos são reconhecidos na evolução pré-cambriana da Plataforma Sul-Americana. Os termos ciclo e evento são utilizados, no presente trabalho, segundo a conceituação expressa por Almeida & Hasui (1984): "*Os eventos termotectônicos correspondem a etapas de processos geológicos de maior importância, os ciclos tectônicos, que, além de metamorfismo, dobramentos e plutonismo, envolvem sedimentação, vulcanismo e outras manifestações tectônicas*". Os eventos representam as fases orogênicas de um ciclo. Considerando-se o contexto geológico regional, onde se encaixa a área estudada, quatro ciclos tectônicos encontram-se caracterizados, entre o Neoarqueano e o Neoproterozóico. O primeiro deles é o Ciclo Jequié, entre 2.800 e 2.550 Ma (Brito Neves *et al.* 1990). Segundo Almeida & Hasui (1984), o Ciclo Transamazônico estendeu-se pelo intervalo >2.500 -1.800 Ma, enquanto a duração do principal evento tectônico correspondente (Evento Transamazônico) foi de 2.100-1.800 Ma (ou 2.200-1.800 Ma, de acordo com Brito Neves *et al.* 1990). A caracterização dos processos geológicos e intervalos temporais relativos aos ciclos Espinhaço e Brasileiro é um assunto polêmico, cuja discussão fugiria ao escopo desta seção. Os pontos consensuais são o limite superior do Ciclo Espinhaço, definido pelo início da sedimentação do Supergupo

Espinhaço (ca. 1.750 Ma) e o posicionamento das principais fases orogênicas do Ciclo Brasileiro, entre 750-500 Ma (Brito Neves *et al.* 1990).

1.5. AGRADECIMENTOS

Inicialmente, o autor deseja manifestar seu profundo reconhecimento ao inestimável apoio, tanto laboratorial como científico, recebidos por parte de seu orientador, Prof. Dr. Wilson Teixeira (IG-USP). Igualmente, este trabalho não teria sido possível sem a participação do Dr. Nuno Machado (GEOTOP-UQAM), que propiciou a obtenção da parte essencial dos dados geocronológicos, dedicando inúmeras horas aos trabalhos de laboratório e à discussão dos resultados obtidos.

Todas as etapas deste trabalho envolveram alguma forma de colaboração de indivíduos ou instituições que tornaram possível sua concretização. Uma lista completa seria por demais extensa, mas o autor gostaria de manifestar a todos seus sinceros agradecimentos.

As etapas de campo e a preparação de grande parte das amostras contou com a colaboração das seguintes empresas ou instituições: SMM (Sociedade Mineira de Mineração), UNAMGEM, Departamento de Engenharia de Minas da UFMG, CDTN (Centro de Desenvolvimento da Tecnologia Nuclear) e COMIG SA (Companhia Mineradora de Minas Gerais). Nossos especiais agradecimentos aos geólogos Milton G. Bueno do Prado e Sérgio M. Pereira (UNAMGEM) e Tágides Ferreira Jr. (SMM). As informações prestadas no campo pelo Prof. Luiz A. R. Seixas (UFRRJ) foram essenciais a uma parte deste trabalho.

Em relação ao trabalho laboratorial no GEOTOP-Montreal, registramos nossa gratidão ao apoio institucional, na pessoa do Dr. Clement Gariépy. Pelo auxílio nas etapas analíticas e discussão dos resultados agradecemos a Jean Carignan, Bill Davis, Dave Scott e Francine Robert. Para Jack Kugelmass, Gema Olivo e Alice Chassagne, *merci beaucoup!*

Agradecemos a todo o corpo técnico do CPGeo-USP pelo apoio analítico isotópico e facilidades colocadas à disposição do autor para o presente trabalho.

Ao corpo técnico do CPMTC-UFMG, agradecemos a realização de parte das análises químicas.

No transcorrer do trabalho, o autor beneficiou-se das sugestões, críticas e informações de diversos pesquisadores. Especialmente, agradecemos aos professores João Henrique Grossi Sad, Antônio Carlos Pedrosa Soares, Antônio Wilson Romano, Carlos Alberto Rosière e Luiz Guilherme Knauer do IGC-UFMG; Benjamim Bley de Brito Neves e Marly Babinski do IG-USP, Maurício Antônio Carneiro da UFOP e ao geólogo Osvaldo A. Belo de Oliveira da DOCEGEO. Ao Prof. Ricardo Diniz da Costa, nossa gratidão pela ajuda nos tortuosos caminhos da informática.

O Prof. Edésio Teixeira de Carvalho (IGC-UFMG) teve a gentileza de rever o texto final, contribuindo com seu profundo conhecimento da língua portuguesa. Agradecemos também à Profª. Lydia Lobato (IGC-UFMG) pelo auxílio na redação do *abstract*.

Este trabalho contou com financiamento da FAPESP (processo nº 91/0434-0) e FAPEMIG (processo nº CEX-24/91). O autor beneficiou-se de bolsa de doutorado do programa PICD-Capes e bolsa doutorado-sanduíche do CNPq.

2. MÉTODOS ANALÍTICOS EM GEOCRONOLOGIA

2.1. GEOCRONOLOGIA U-Pb DE ALTA PRECISÃO

A utilização de minerais portadores de U em determinações geocronológicas é determinada por vários critérios, como a retentividade para U e Pb, conteúdo em Pb comum inicial e ocorrência do mineral em diferentes tipos de rochas. O zircão é o mais empregado, mas a lista inclui outros minerais como titanita, monazita, baddeleyita, rutilo, apatita, uraninita, granada, etc. (*e.g.* Heaman & Parrish 1991).

A geocronologia U-Pb experimentou notável evolução nas últimas décadas, a partir das novas técnicas de dissolução do zircão e extração do U e Pb, aliadas à redução dos índices de contaminação em Pb comum, desenvolvidas por Krogh (1973). Isto tornou possível a análise de frações de zircão muito pequenas, ou mesmo de grãos individuais. Outro desenvolvimento fundamental adveio das metodologias de seleção e abrasão dos grãos minerais (Krogh 1982a, 1982b), que resultaram em análises muito concordantes (em relação à curva concórdia). Este conjunto de procedimentos deu origem à geocronologia U-Pb de alta precisão. Erros da ordem de 0,3 a 0,1%, com um nível de confiabilidade de 95% (2σ), têm sido, corriqueiramente, obtidos na datação de rochas arqueanas (*e.g.* Nunes & Thurston 1980, Davis *et al.* 1982).

A seleção criteriosa dos grãos é o primeiro passo para a obtenção de idades muito precisas. Os grãos de zircão devem ser limpos, não fraturados e, preferencialmente, não magnéticos. Krogh (1982a) constatou que os grãos menos magnéticos são, normalmente, mais pobres em U e fornecem análises mais concordantes. Nos cristais muito ricos em U os danos à rede cristalina, causados pela radiação, aumentam a perda de Pb.

Os zircões selecionados devem ser divididos em populações segundo cuidadosa classificação tipológica. Esta classificação é feita a partir de critérios de tamanho, forma, cor, presença ou não de núcleo e sobrecrecimento(s), dentre outros. Em consequência, cada fração para análise deverá conter apenas grãos cuja semelhança de propriedades seja a mais indicativa possível do caráter cogenético.

A abrasão dos grãos, com conseqüente remoção de sua porção externa, tende a minimizar a perda de Pb (difusão do Pb para fora do grão). A maior parte desta perda de Pb dá-se pela abertura do sistema nas zonas mais externas do zircão, como demonstrado por Krogh (1982b). Desta forma, análises de grãos submetidos à abrasão tendem a posicionar-se próximo ou, mesmo, sobre a curva concórdia, aumentando a precisão das idades obtidas.

O refinamento da qualidade analítica e os baixos índices de contaminação em Pb comum (brancos analíticos para o Pb inferiores a 50pg; *e.g.* Heaman & Parrish 1991) permitiram a análise de frações compostas por grãos individuais de zircão. Esta possibilidade é de grande importância para o estudo de rochas com população de zircão muito heterogênea, que muitas vezes incluem grãos herdados.

A descrição da metodologia básica adotada no GEOTOP, onde foram realizadas as datações U-Pb do presente trabalho, é apresentada nos itens seguintes.

2.1.1. Preparação das amostras

O peso das amostras variava entre 6 e 18kg. A preparação destas segue o procedimento usual de britagem, moagem e concentração em mesa vibratória. Esta etapa foi realizada no laboratório do Departamento de Engenharia de Minas da UFMG. Como não havia disponibilidade para uso da mesa vibratória, a concentração foi feita em bateia. Este método mostrou-se rápido e muito eficiente para a concentração da fração pesada das amostras. Deve-se ressaltar a necessidade de cuidados extremos na limpeza dos equipamentos e materiais utilizados (*e.g.* britador, moinho, recipientes, etc.), de forma a eliminar a possibilidade de contaminação por grãos minerais de amostras preparadas anteriormente.

A amostra concentrada na bateia é peneirada, separando-se a fração retida na peneira de 65 *mesh*. Esta fração é então concentrada em bromofórmio e submetida à primeira etapa de separação magnética, conhecida como "Frantz Inicial". Nesta, o aparelho (separador magnético Frantz) é mantido com um ângulo de inclinação lateral constante a 10°, o campo magnético variando de 0,25 a 1,8A. A fração não magnética final sofre nova separação em líquido pesado, o iodeto de metileno ($d=3,25$), basicamente para separar as apatitas na fração leve. A fração pesada passa novamente pelo separador magnético, desta vez regulado no campo magnético máximo (1,8A) e com ângulos de inclinação variando de 5° a 0°. Esta operação é designada "Frantz Final".

As etapas de separação magnética permitem, inicialmente, a rápida determinação da presença dos minerais de interesse. A titanita concentra-se, preferencialmente, na fração magnética de 1,0A, enquanto a monazita é encontrada nas frações de 1,0 a 1,8A do "Frantz Inicial". Rutilo concentra-se nas primeiras frações do "Frantz Final". Em relação ao zircão, os grãos de melhor qualidade são aqueles das frações menos magnéticas, ou não magnética, do "Frantz Final".

A seleção dos grãos para análise é feita em lupa binocular. No presente trabalho, as frações de zircão consistiam de grãos individuais a populações com até 20 grãos. As frações de titanita, em média, continham 40 grãos. Os grãos selecionados foram então submetidos à abrasão no aparelho descrito por Krogh (1982b), utilizando-se pirita como abrasivo. A abrasão de zircão tem-se mostrado extremamente efetiva na diminuição da discordância das análises, ou seja, os pontos analisados tendem a cair muito próximo da curva concórdia. Entretanto, sua utilização para outros minerais, como titanita e monazita, nem sempre resulta em análises mais concordantes, como foi constatado neste trabalho. O tempo de abrasão das frações de zircão depende das dimensões e dureza dos grãos. As diversas frações analisadas sofreram abrasão por períodos que variaram de 4 a 50h, em geral a pressões de 3psi. Para titanita e monazita utilizaram-se pressões mais baixas, 2psi, por períodos, em geral, inferiores a 2 h.

2.1.2. Lavagem, pesagem, dissolução dos grãos minerais e extração do U e Pb

Para esta etapa utiliza-se o laboratório limpo, equipado com filtros, onde é exigido o uso de trajes apropriados. Os procedimentos químicos são realizados em capelas de pressão positiva, igualmente equipadas com filtros.

Após a seleção e abrasão, as frações minerais são transferidas para pequenos béqueres (10ml) e lavadas com HNO_3 , água bidestilada e acetona. São então colocadas em pequenas "canoas" de papel alumínio e pesadas em balança analítica de precisão. Dá-se, então, a transferência para os recipientes de dissolução, juntamente com a adição de *spike* misto ^{205}Pb - ^{235}U (Krogh & Davis 1975).

As técnicas básicas de dissolução dos minerais são as descritas por Krogh (1973). Zircão, titanita e rutilo são dissolvidos com $\text{HF}+\text{HNO}_3$; monazita com HCl . A dissolução processa-se em cápsulas de teflon, seladas em jaquetas de aço, colocadas em estufa a uma temperatura de 220 °C, por um tempo médio de 120h. Para a titanita, as condições de dissolução são menos severas. Utilizam-se béqueres Savilex Teflon, com tampa, sobre uma chapa quente. O tempo de dissolução é consideravelmente menor, em torno de 12h.

A separação química do U e Pb é feita através de colunas de resina de troca iônica. Para o zircão, segue-se a técnica de Krogh (1973), modificada para os demais minerais (titanita e monazita) por Corfu & Stott (1986). As soluções (amostras) são adicionadas às colunas, previamente preparadas com HCl 3,1N, seguindo-se sucessivas operações de lavagem com este mesmo ácido e água bidestilada. No caso do zircão, a lixiviação final do U é feita com HCl 6N e do Pb com água bidestilada. A técnica de Corfu & Stott (1986) para titanita e monazita utiliza HBr 1N na lixiviação final do U.

2.1.3. Espectrometria de massa e resultados analíticos

O U e Pb são depositados em monofilamento de Re com sílica-gel e H_3PO_4 0,75N, segundo a técnica de Cameron *et al.* (1969). As razões isotópicas foram medidas com um espectrômetro de massa VG-354, a 1.400-1.500 °C para o Pb e 1.500-1.600 °C para o U.

Os fatores de correção para o fracionamento de massa de Pb são de 0,09%.u.m.a.⁻¹ no caso de coletor Faraday e 0,24%.u.m.a.⁻¹ para coletor Daly.

Os valores máximos do branco analítico, para a maioria das análises de zircão, foi de 15pg para Pb e 5pg para U. Três análises apresentaram valores mais elevados para o Pb, entre 37 e 104pg. Nas análises de titanita, monazita e rutilo os brancos, respectivamente para Pb e U, foram de 25 e 5pg. Na correção do Pb comum do branco utilizou-se a seguinte composição isotópica: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18,10000$; $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}=0,86188$; $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}=2,10000$. Para a correção do Pb comum inicial, ou seja, o Pb comum total subtraído do Pb do branco, a composição isotópica é estimada a partir do modelo de Stacey & Kramers (1975).

As regressões lineares e determinações de interceptos foram calculadas segundo o modelo de Davis (1982). Todos os erros nas idades, apresentados neste trabalho, estão no nível de confiabilidade 2σ (95%) As constantes de decaimento do U são as recomendadas pelo IUGS (Steiger & Jager 1977).

2.1.4. Considerações sobre o processo de alteração dos zircões

Quase todas as amostras estudadas apresentavam, em maior ou menor grau, alteração nos grãos de zircão. Esta alteração manifestava-se pelo aspecto branco leitoso dos grãos. Os zircões

alterados são bastante magnéticos, frequentemente ficando retidos nas frações do "Frantz Inicial". Das amostras submetidas ao processo de separação mineral, 12 tiveram que ser descartadas devido à alteração quase total dos zircões.

Visando ao entendimento desse fenômeno da alteração, foram realizadas diversas análises em microscópio eletrônico de varredura, especialmente em porções alteradas e não alteradas de um mesmo grão. Todas as análises mostram acentuado enriquecimento aparente em Fe nas porções alteradas, mais subordinadamente em Ca. O enriquecimento em Fe era esperado, devido ao comportamento muito magnético dos zircões. Enriquecimento aparente em Al e Mg foi registrado em uma das análises e em Ti em outra. A análise semi-quantitativa de um dos grãos é apresentada na tabela 1, onde o acentuado enriquecimento em Fe e Al, na porção alterada, fica evidenciado, bem como possível perda de Zr.

Tabela 1: Composição em porção pouco alterada (1) e totalmente alterada (2) de um grão de zircão (% em peso). Análise semi-quantitativa em microscópio eletrônico de varredura.

Óxido	(1)	(2)
SiO ₂	26,02	24,89
ZrO ₂	72,20	27,17
FeO	0,44	30,56
Al ₂ O ₃	0,00	12,11
MgO	0,00	3,57
CaO	1,34	1,69

A alteração dos zircões é generalizada nas rochas arqueanas do Quadrilátero Ferrífero, fato também descrito por Carneiro (1992). Por outro lado, os zircões de parte das rochas proterozóicas exibiam pouca ou nenhuma alteração. Nos zircões mais antigos, a percolação de fluidos, promovendo a difusão do Fe e outros elementos, deve ser facilitada por uma rede cristalina mais danificada pela radiação. Esses elementos, por sua vez, seriam liberados nas reações de alteração de minerais como plagioclásio e biotita. Tais reações são muito acentuadas nas rochas arqueanas estudadas.

2.2. OBTENÇÃO DE IDADES $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ EM ZIRCÃO POR LP-ICPMS

(LASERPROBE - INDUCTIVELY COUPLED PLASMA MASS SPECTROMETRY)

O uso de um *laser probe* acoplado a um ICPMS, para análise de razões isotópicas de elementos sólidos, é uma técnica muito recente (Arrowsmith 1987, Hager 1989). Feng *et al.* (1993) apresentam os resultados da aplicação desta técnica na obtenção de idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de grãos individuais de zircão, juntamente com detalhada descrição do método.

Os grãos de zircão, selecionados dentre os de melhor qualidade, livres de inclusões e fraturas, são montados em resina *epoxy* e polidos. Cada grão é irradiado por um feixe de laser, utilizando-se um aparelho VG Laser Probe, acoplado ao ICPMS da marca VG PQII+ICP. O laser vaporiza a área do grão atingida, sendo o material ionizado no plasma e as razões isotópicas analisadas no espectrômetro de massa.

Uma limitação do método refere-se ao diâmetro do feixe de laser. Este varia, em função das propriedades do zircão (especialmente a cor), entre 30 e 60 μm . Por esta razão, apenas grãos relativamente grandes, com diâmetro maior que 75 μm podem ser analisados. Outro fator limitante é o fato de o método fornecer apenas idades mínimas ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$).

Em comparação com o método U-Pb tradicional, o LP-ICPMS permite a obtenção muito mais rápida de dados, na medida em que elimina etapas demoradas e trabalhosas, como a abrasão, lavagem dos grãos, dissolução e extração química. Por outro lado, a precisão das idades varia entre <1 e 5%, muito inferior à que se obtém com o método U-Pb convencional (0,1-0,3%), além de serem idades mínimas. A despeito destas limitações, a possibilidade de obter grande volume de dados, em tempo relativamente curto, torna o método bastante apropriado para o estudo de populações de zircões detríticos, onde a alta precisão é menos importante que o reconhecimento de grupos de idades.

No presente trabalho, essa técnica foi empregada na datação de populações de zircões detríticos, em cinco amostras de diferentes unidades metassedimentares do Quadrilátero Ferrífero. Os grãos, em geral, não apresentavam alteração, ao contrário do ocorrido nas rochas gnáissicas e granitóides. O número de zircões analisados, para cada amostra, variou em função do número de grãos com as dimensões e qualidade requeridas pelo método analítico. Os valores obtidos são apresentados com nível de confiabilidade 1σ .

2.3. MÉTODO ISOCRÔNICO Pb-Pb EM MINERAL

A técnica consiste na lixiviação por ácido de concentrados minerais (Deloule *et al.* 1989), obtendo-se análises isotópicas do Pb do lixiviado, resíduo e amostra total. As frações minerais analisadas por este método, reportadas recentemente na bibliografia, incluem sulfetos, óxidos, carbonatos, K-feldspato, plagioclásio e anfibólio (Deloule *et al.* 1989, Carignan *et al.* 1993a e 1993b).

Na lixiviação são utilizados os ácidos HCl, HBr e HF. O tratamento visa à dissolução e extração do Pb radiogênico contido nas porções da rede cristalina danificadas pela desintegração radioativa dos átomos de U. Este Pb radiogênico, durante a lixiviação, é mais facilmente dissolvido que o Pb inicial comum incorporado durante a cristalização. Outra possível fonte de Pb radiogênico são microinclusões ricas em U como, por exemplo, apatita em sulfetos (Deloule *et al.* 1989).

A concentração de Pb radiogênico, naqueles setores danificados da rede cristalina, resulta também de uma maior concentração inicial de átomos de U nesses mesmos setores. Desta forma, a análise isotópica de lixiviado e resíduo equivale à análise de partes do mineral com diferentes razões iniciais $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$. Resulta, então, a dispersão das razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, o que permite a construção de uma isócrona interna. O lixiviado, por concentrar o Pb radiogênico, apresenta as maiores razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

No presente estudo foram separadas frações de anfibólio e K-feldspato de duas amostras. As frações continham de 6 a 15mg de material e o procedimento analítico seguiu os seguintes passos: lavagem com HNO_3 e água destilada, lavagem com HCl 6N aquecido por 30min, lavagem com água destilada, secagem e pulverização. A lixiviação faz-se por adição de uma solução diluída de HF+HBr (ou HCl 6N), aquecendo-se por 30 a 45min. A solução é extraída, constituindo o lixiviado. Resíduo e amostra total são dissolvidos em HF.

A separação do Pb, por técnica de troca iônica, segue os procedimentos descritos por Manhés (1980). As análises isotópicas foram realizadas em espectrômetro de massa VG-354 equipado com coletor Faraday. As composições isotópicas foram corrigidas para o fracionamento de massa utilizando-se o fator 0,09% u.m.a.⁻¹.

As idades isocrônicas Pb-Pb foram determinadas pelo método de regressão de Ludwig (1983, 1990). Os erros nas idades obtidas mostram precisão de 95%.

2.4. MÉTODO Sm-Nd

As análises Sm-Nd, em rocha total, foram efetuadas no Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo). Utilizou-se a técnica das duas colunas; a separação destes elementos terras-raras é feita, inicialmente, em uma coluna de resina de troca iônica, seguida por uma coluna do tipo HDEHP-coated teflon powder column. As razões isotópicas foram medidas em espectrômetro de massa VG-354.

Uma descrição detalhada da metodologia analítica para determinações Sm-Nd, adotada no CPGeo, pode ser encontrada em Sato *et al.* (1994).

2.5. MÉTODOS Rb-Sr E K-Ar

O uso destas metodologias teve um caráter subordinado no presente estudo. A região já contava com um acervo de datações Rb-Sr e K-Ar, resultando daí a ênfase em outros métodos de diferente valor interpretativo. Estas diferenças podem ser pronunciadas, por exemplo, ao se aplicar os métodos U-Pb e Rb-Sr para rochas dos complexos granito-gnássicos do Quadrilátero Ferrífero. Enquanto o sistema U-Pb preserva a "memória" dos eventos magmáticos e/ou eventos metamórficos principais, o sistema Rb-Sr pode registrar eventos de perturbação isotópica muito posteriores, de difícil interpretação no quadro evolutivo regional (*e.g.* Carneiro 1992, Carneiro & Teixeira 1992).

As metodologias para as datações Rb-Sr e K-Ar seguem o procedimento padrão do Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo), o qual encontra-se descrito em diversas publicações (*e.g.* Teixeira 1985, Cordani *et al.* 1985, Sato 1986, Kawashita *et al.* 1990). As isócronas Rb-Sr foram calculadas segundo o método de Williamson (1968), apresentando nível de confiabilidade 1σ .

2.6. CONSIDERAÇÕES SOBRE AS TEMPERATURAS DE FECHAMENTO DE SISTEMAS ISOTÓPICOS

O conceito de temperatura de fechamento (T_f), formalizado por Dodson (1973), tem grande importância na interpretação de dados radiométricos. Uma idade de mineral, obtida a partir de um sistema isotópico qualquer, registra a época em que cessa a difusão do isótopo radiogênico. O valor da T_f expressa a temperatura na qual o mineral adquire retentividade para o isótopo radiogênico. Heaman & Parrish (1991) apresentam uma compilação de valores de T_f , parcialmente reproduzida na tabela 2. No caso do sistema U-Pb, todas as T_f foram estimadas a partir de exemplos naturais, com pouco controle dos diversos parâmetros envolvidos (Heaman & Parrish 1991). A T_f é influenciada pela taxa de resfriamento, tamanho e forma dos grãos minerais (Dodson 1973, Corfu *et al.* 1985). Portanto, as estimativas de valores podem variar segundo o autor, por exemplo, como constado para a titanita (Tabela 2).

Tabela 2: *Compilação de temperaturas de fechamento (extraído de Heaman & Parrish 1991).*

MINERAL	T_f	REFERÊNCIAS*
U-Pb		
zircão	>800 °C	Heaman & Parrish (1991)
monazita	700 °C	Copeland <i>et al.</i> (1988)
titanita	600 °C	Tucker <i>et al.</i> (1987), Heaman & Parrish (1991)
	500 °C	Mattinson (1978)**
rutilo	400 °C	Mezger <i>et al.</i> (1989)
K-Ar, Ar-Ar		
hornblenda	530±40 °C	Harrison (1981), MacDougall & Harrison (1988)
biotita	280±40 °C	Harrison <i>et al.</i> (1985)
moscovita	350 °C	Purdy & Jäger (1976)

* referências bibliográficas em Heaman & Parrish (1991)

** não incluído na tabela original

No presente trabalho, os valores de T_f são utilizados na discussão de vários dos dados obtidos. Por exemplo, em inferências a cerca da intensidade de eventos metamórficos, taxa de resfriamento de um corpo ígneo e na interpretação de idades "mistas" K-Ar. Estas últimas constituem um clássico exemplo de processos de perda parcial do isótopo radiogênico. Nestes casos, pode não haver qualquer relação entre a idade radiométrica e o resfriamento abaixo de determinada temperatura.

3. CONTEXTO GEOLÓGICO E ACERVO GEOCRONOLÓGICO

3.1. ASPECTOS GERAIS DA GEOLOGIA DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO

O contexto geológico do Quadrilátero Ferrífero compreende: (i) terrenos granito-gnáissicos; (ii) *greenstone belts* arqueanos, representados pelo Supergrupo Rio das Velhas e faixas correlatas; (iii) unidades metassedimentares do Paleo e Mesoproterozóico (Supergrupo Minas, Grupo Itacolomi e Supergrupo Espinhaço). Um mapa geral da região é apresentado na figura 3. Este mapa foi extraído do Mapa Geológico de Minas Gerais (Pedrosa-Soares *et al.* 1994), cuja fonte principal, para a região do Quadrilátero Ferrífero, provém do mapa de Dorr (1969). As modificações introduzidas pelo presente autor derivam dos trabalhos realizados no Complexo Belo Horizonte e do mapeamento do Complexo Bonfim efetuado por Carneiro (1992).

A região do Quadrilátero Ferrífero destaca-se por exibir grande complexidade estrutural. Sua mega-estrutura é definida pelas grandes estruturas sinformais e homoclinais do Supergrupo Minas, orientadas NE-SW, N-S e E-W (figuras 3 e 5). As questões relacionadas à evolução estrutural serão comentadas na seção 3.3.

Os terrenos granito-gnáissicos compreendem diversos complexos, conforme divisão esboçada por Herz (1970). Estes são os complexos Caeté, Bonfim, Bação e Belo Horizonte (Figura 3). Os contatos com as unidades supracrustais adjacentes são de natureza tectônica. Esses complexos metamórficos são constituídos, majoritariamente, por ortognaisses do tipo TTG (Figueiredo & Barbosa 1993), migmatizados ou não. Apresentam intrusões granitóides, na forma de veios ou corpos circunscritos, anfibolitos e pegmatitos. Os complexos metamórficos foram formados, principalmente, em condições da fácies anfibolito (Roeser *et al.* 1987).

O único complexo a ter sua geologia detalhada é o Complexo Bonfim, na sua porção setentrional (Carneiro 1992). Dois tipos de gnaisses estão presentes; o Gnaiss Alberto Flores e o Gnaiss Souza Noschese, definidos originalmente por Herz (1970). O primeiro é bandado e localmente migmatizado, possuindo composição granodiorítica a tonalítica

Figura 3: Mapa geológico do Quadrilátero Ferrífero (modificado do Mapa Geológico de Minas Gerais, Pedrosa-Soares et al. 1994).

Legenda da figura 3:

Terrenos Granito-Gnáissicos:

CBH: Complexo Belo Horizonte; **CB:** Complexo Bonfim; **CC:** Complexo Caeté; **CBa:** Complexo Bação

1- gnaisses e migmatitos; **2-** granitóides arqueanos (1. Granodiorito Caeté, 2. Tonalito Samambaia, 3. Granito Santa Luzia, 4. Granito General Carneiro, 5. Granodiorito Ibirité, 6. Granodiorito Mamona, 7. Granito Brumadinho, 8. Granito Salto do Paraopeba); **3-** Granitóides paleoproterozóicos (9. Batólito Alto Maranhão, 10. Granito Córrego do Brumado, 11. Granito Morro da Pedra);

***Greenstone Belt* Arqueano:**

Supergrupo Rio das Velhas: 4-Grupo Nova Lima; 5-Grupo Maquiné;

Unidades Supracrustais Proterozóicas:

Supergrupo Minas: 6-Grupo Caraça; 7-Grupo Itabira; 8-Grupo Piracicaba; 9-Grupo Sabará; 10-Supergrupo Minas indiviso;

11-Grupo Itacolomi; 12-Supergrupo Espinhaço; 13-Grupo Bambuí

Outros símbolos: 14-contato geológico, tracejado quando inferido; 15-falha de empurrão; 16-falha indeterminada; 17-localidades (BH. Belo Horizonte, Ca. Caeté, PP. Piedade do Paraopeba, OP. Ouro Preto, Co-Congonhas do Campo, CL. Conselheiro Lafaiete).

(trondhjemitica) e exibindo marcante foliação milonítica N-S. O segundo possui composição granítica e foliação menos desenvolvida. Carneiro (1992) observou também a intrusão de duas gerações de granitóides, designados Tonalitos Samambaia e Granito Brumadinho. Este último ocorre na forma de veios fracamente deformados, cortando a foliação N-S regional dos gnaisses mais antigos (Gnaiss Alberto Flores).

O Supergrupo Rio das Velhas foi individualizado por Dorr *et al.* (1957). Sua unidade basal, o Grupo Nova Lima, encerra os principais depósitos auríferos do Quadrilátero Ferrífero e possui natureza vulcano-sedimentar. As rochas vulcânicas compreendem komatiitos com textura *spinifex* (Schorscher 1978, Schorscher *et al.* 1982, Noce *et al.* 1990), basaltos toleíticos, rochas vulcanoclásticas e vulcânicas félsicas (Ladeira 1980, 1981, Oliveira *et al.* 1983, Vial *et al.* 1987, Noce *et al.* 1992, etc.). A porção sedimentar é de natureza clástica e química, predominantemente composta por filitos cloríticos, somados à formação ferrífera, grauvaca, quartzito e conglomerado (Dorr 1969, Ladeira 1980). Segundo Schrank & Silva (1993), parte importante do pacote sedimentar é representado por seqüências turbidíticas de composição básica a félsica.

Não existe uma subdivisão estratigráfica válida para o Grupo Nova Lima como um todo. Tal fato é consequência da intensa deformação, processos de alteração pervasivos e profundo

intemperismo, aliados à ausência de cartografia detalhada em muitas áreas. Schrank & Silva (1993) apresentam uma síntese atual do conhecimento geológico sobre o Grupo Nova Lima, incluindo estudo comparativo das várias colunas locais, além de extensa listagem bibliográfica.

A unidade de topo do Supergrupo Rio das Velhas, Grupo Maquiné, tem ocorrência restrita à porção centro-leste do Quadrilátero Ferrífero, sendo constituída por quartzitos e conglomerados, subordinadamente filitos e grauvacas (Door 1969).

Faixas de rochas vulcano-sedimentares, geralmente consideradas correlatas ao Supergrupo Rio das Velhas, estendem-se por áreas adjacentes ao Quadrilátero Ferrífero. A noroeste, a faixa de Itatiaiuçu-Pitangui foi datada por Romano (1989). A sul e sudoeste, diversas faixas descontínuas distribuem-se entre Conselheiro Lafaiete e Lavras (Guild 1957, Pires 1977, Grossi Sad *et al.* 1983, etc.).

O Supergrupo Minas sobrepõe-se às rochas dos complexos metamórficos e Supergrupo Rio das Velhas, geralmente em contato tectônico. A coluna litoestratigráfica do Supergrupo Minas foi estabelecida por Dorr (1969), dividida em três grupos: unidade clástica basal (Grupo Caraça), unidade química intermediária (Grupo Itabira) e unidade clástica de topo (Grupo Piracicaba). O contato entre os dois primeiros grupos é transicional, enquanto o Grupo Piracicaba exibe discordância erosiva na base.

O Grupo Caraça apresenta, na base, a Formação Moeda, constituída por quartzitos com intercalações de filito e níveis conglomeráticos (principalmente em posição basal). A presença de conglomerados auríferos-uraníferos é característica dessa unidade. A Formação Moeda transiciona para a Formação Batatal, onde predominam filitos sericíticos, por vezes carbonosos ou ferruginosos.

O Grupo Itabira inicia pela Formação Cauê, composta por itabiritos (formações ferríferas bandadas do tipo Lago Superior). Os itabiritos são quartzosos ou dolomíticos, mais raro anfíbolíticos, e encerram corpos lenticulares de minério de ferro rico. Filitos ferruginosos e dolomitos são também descritos nessa unidade. A Formação Gandarela, no topo do grupo, exibe mármore dolomíticos, subordinadamente itabiritos e filitos.

A unidade basal do Grupo Piracicaba, Formação Cercadinho, caracteriza-se pela alternância de quartzitos e filitos, freqüentemente ferruginosos. A Formação Fecho do Funil é constituída por filitos quartzosos, filitos dolomíticos e lentes de dolomito. As formações Taboões (ortoquartzitos) e Barreiro (filitos grafitosos) são de ocorrência restrita.

A unidade superior do Grupo Piracicaba, Formação Sabará, é constituída por clorita xistos e filitos, metagrauvacas, metatufos, metaconglomerados, quartzitos e rara formação ferrífera. Segundo Dorr (1969), a Formação Sabará possui espessura máxima de 3.000 m, aproximando-se da espessura máxima atingida pelo conjunto das demais unidades do Supergrupo Minas, que é de

3.500 m. Sua espessura e litologia distintiva justificam a elevação da Formação Sabará à categoria de grupo, em conformidade com sugestão de Barbosa (1968) e Ladeira (1980).

Em termos de metamorfismo, o conjunto formado pelos supergrupos Rio das Velhas e Minas encontra-se, majoritariamente, no domínio da fácies xisto verde (zona da clorita), podendo atingir a fácies anfibolito baixo junto às bordas leste e sudeste do Quadrilátero Ferrífero. Herz (1978) constatou também a presença de paragêneses de grau mais elevado, com granada e estauroлита, em auréolas metamórficas adjacentes aos complexos Bação e Belo Horizonte.

As rochas que constituem o Grupo Itacolomi foram separadas do Supergrupo Minas por Guimarães (1931), com base na existência de uma discordância angular entre as duas unidades. A distribuição do Grupo Itacolomi é restrita às porções sudeste e sul do Quadrilátero Ferrífero. Na sua área-tipo (região de Ouro Preto), é composto por quartzitos, metaconglomerados e *grit* (Dorr 1969). A maior parte do material detrítico seria proveniente da erosão de rochas do Supergrupo Minas (Barbosa 1968).

O Supergrupo Espinhaço é representado pelo pacote quartzítico da Serra das Cambotas, localizada na região nordeste do Quadrilátero Ferrífero. Estes quartzitos, originalmente, foram colocados no Grupo Tamanduá de Simmons & Maxwell (1961). A posição estratigráfica desta unidade foi sempre controversa, por incluir pacotes de rocha distintos, tectonicamente justapostos (Crocco-Rodrigues *et al.* 1991). Desta forma, a designação Grupo Tamanduá tem sido abandonada, enquanto a correlação dos quartzitos da Serra das Cambotas com o Supergrupo Espinhaço é amplamente aceita (Crocco-Rodrigues *et al.* 1992, Freitas *et al.* 1992). Os quartzitos da Serra do Caraça e da Serra de Ouro Branco, de posição estratigráfica duvidosa, poderiam também ser correlacionados ao Supergrupo Espinhaço (Almeida-Abreu 1993). Entretanto, Alkmim (1985) correlaciona os quartzitos da Serra de Ouro Branco ao Grupo Itacolomi, enquanto os da Serra do Caraça são atribuídos à Formação Moeda por Ribeiro-Rodrigues *et al.* (1993).

Dentro do quadro geológico regional do Quadrilátero Ferrífero, deve-se destacar também a presença de enxames de diques máficos. Estes são proeminentes nos terrenos granito-gnássicos a oeste de Belo Horizonte, mas cortam também as unidades supracrustais paleo e mesoproterozóicas. Os diques incluem desde tipos metamorfosados no fácies anfibolito até aqueles com textura ígnea preservada. Descrições detalhadas podem ser encontradas, dentre outros, em Teixeira *et al.* (1988), Silva *et al.* (1992) e Carneiro (1992).

3.2. ACERVO GEOCRONOLÓGICO

3.2.1. Determinações Rb-Sr e K-Ar

Na síntese sobre a geocronologia da região do Quadrilátero Ferrífero, apresentada por Cordani *et al.* (1980), são discutidas todas as determinações Rb-Sr e K-Ar disponíveis até aquela data, incluindo as de Herz (1970) e Besang *et al.* (1977). A maioria das análises Rb-Sr provinha de gnaisses e granitóides do Complexo Bação e regiões a sul e leste do Quadrilátero Ferrífero. Esses dados foram lançados em diagramas isocrônicos de referência, agrupando vários afloramentos, definindo um alinhamento com idade de 2.750 Ma e outro de 2.100 Ma. A primeira idade foi atribuída a eventos geradores de rocha no Arqueano (formação dos terrenos granito-gnáissicos e *greenstone belts*) e a segunda ao metamorfismo transamazônico.

Em relação aos dados K-Ar, Cordani *et al.* (1980) ressaltaram a grande dispersão das idades existentes, embora se verificasse significativa concentração no intervalo 650-450 Ma, o que evidenciaria a atuação termal do Evento Brasileiro.

Outros trabalhos de síntese, incluindo dados Rb-Sr e K-Ar adicionais àqueles tratados por Cordani *et al.* (1980), são os de Teixeira (1982) e Machado Fº *et al.* (1983).

Baseado nas determinações Rb-Sr, Teixeira (1985) concluiu que o embasamento do Cráton do São Francisco, a oeste do Quadrilátero Ferrífero, é constituído por núcleos arqueanos de idades distintas (entre 3.000 e 2.600 Ma.). Determinações nas adjacências do Quadrilátero Ferrífero, especialmente a noroeste deste, incluem uma isócrona de 2.803 ± 70 Ma, em gnaiss regional e veios félsicos da região de Esmeraldas-Cachoeira da Prata. Outras duas isócronas, de 2.727 ± 17 Ma e 2.798 ± 43 Ma, foram obtidas em gnaisses tonalíticos da região de Itaúna. Em todas as análises, as baixas razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ são indicativas de eventos de metamorfismo em época pouco posterior à formação da rocha.

Teixeira (1985) demonstrou que, na região a oeste do Quadrilátero Ferrífero, as idades K-Ar são, predominantemente, relacionadas ao Evento Transamazônico (2.200-1.900 Ma). Idades K-Ar (em biotita) mesoproterozóicas foram obtidas no embasamento granito-gnáissico a oeste de Belo Horizonte. No Complexo Bonfim, as idades K-Ar concentram-se entre 2.150-1.950 Ma para anfibólios e 1.100-700 Ma para biotitas (Carneiro 1992). De um modo geral, pode-se concluir que o Evento Brasileiro afeta apenas parcialmente o sistema isotópico K-Ar, na região ocidental do Quadrilátero Ferrífero.

O Complexo Granulítico de Acaiaca, a leste do Quadrilátero Ferrífero, foi investigado geocronologicamente por Teixeira *et al.* (1987), pelos métodos Rb-Sr e Pb-Pb. Obteve-se uma isócrona Rb-Sr de 1.991 ± 42 Ma, com $R.I.=0,7061$, ao passo que a isócrona Pb-Pb forneceu a idade de 2.017^{+538}_{-854} Ma e μ_1 de 8,641. A combinação dos parâmetros petrogenéticos de Sr e Pb sugeria tratar-se de material mais antigo, retrabalhado pelo metamorfismo de alto grau do Evento Transamazônico.

Belo de Oliveira & Teixeira (1990) dataram o granodiorito-gnaiss do Complexo Caeté, em diferentes graus de milonitização. Foram construídas quatro isócronas Rb-Sr, fornecendo idades entre 2.250 ± 124 Ma, para rochas pouco deformadas, e 2.130 ± 101 Ma, para rochas miloníticas. As razões iniciais eram altas, variando entre 0,7061 e 0,7084. Os resultados foram interpretados como decorrentes do metassomatismo associado à milonitização. A idade de cristalização dos granodioritos é arqueana, como demonstrado por datação U-Pb (Machado *et al.* 1992).

Datações Rb-Sr do Complexo Bonfim são reportadas por Carneiro (1992) e Carneiro & Teixeira (1992). As idades são conflitantes com datações U-Pb e outras evidências geológicas, o que levou os autores a atribuí-las a perturbações do sistema isotópico em função da percolação de fluidos. Por sua vez, este processo estaria associado a reativações de zonas de cisalhamento do Arqueano no decorrer do Mesoproterozóico (Carneiro & Teixeira 1992).

Um expressivo enxame de diques máficos estende-se para noroeste do Quadrilátero Ferrífero, a partir da área do Complexo Belo Horizonte. Um estudo K-Ar preliminar destes diques (Teixeira *et al.* 1988) revelou dois grupos principais: o mais expressivo foi afetado pelo metamorfismo transamazônico, entre 2.100-1.850 Ma, enquanto o segundo estaria associado à abertura da bacia Espinhaço, entre 1.700-1.500 Ma. Processos de perda de Ar ligados ao Evento Brasileiro foram também detectados. As determinações Rb-Sr e K-Ar para esta mesma região noroeste do Quadrilátero Ferrífero, devidas a Romano (1989), foram de 1.870 ± 37 Ma (Rb-Sr em rocha total) e $1773 \pm 30 / 1.745 \pm 30$ Ma (K-Ar em biotita).

3.2.2. Determinações Pb-Pb

Thorpe *et al.* (1984) realizaram determinações Pb-Pb em sulfetos (galenas), provenientes de corpos mineralizados em ouro do Grupo Nova Lima. Concluíram que a mineralização aurífera, à qual associam-se as galenas analisadas, teria idade mínima de 2.710 Ma (e máxima de 3.000 Ma). Remobilizações das zonas auríferas, associadas a eventos proterozóicos, parecem ter ocorrido há 2.425-2.410 Ma, 2.175-2.100 Ma e 600 Ma.

O mesmo tema de investigação foi retomado por Dewitt *et al.* (1994). As determinações Pb-Pb em sulfetos da Mina de São Bento confirmaram a idade neoarqueana da mineralização aurífera.

Babinski *et al.* (1991, 1993) utilizaram a metodologia Pb-Pb na datação de rochas carbonáticas do Supergrupo Minas. Carbonatos estromatolíticos com deformação muito incipiente, pertencentes à Formação Gandarela, forneceram uma isócrona de 2.420 ± 25 Ma. Esta idade foi interpretada como a idade de deposição dos carbonatos. Outra rocha carbonática analisada, do Grupo Piracicaba, mostrava evidências de metamorfismo mais severo. A isócrona obtida, 2.050 ± 230 Ma, foi relacionada ao metamorfismo transamazônico.

3.2.3. Determinações Sm-Nd

As primeiras determinações Sm-Nd são devidas a Romano (1989), na região a noroeste do Quadrilátero Ferrífero. Dois corpos granitóides apresentaram idades-modelo Sm-Nd (TDM) entre 2.770 e 2.780 Ma, caracterizando um importante período de acreção crustal.

Teixeira *et al.* (1994) apresentaram idades-modelo Sm-Nd (TDM) para o Complexo Campo Belo e Complexo Bonfim. Os gnaisses, tonalitos e granitos do Complexo Bonfim revelaram idades no intervalo 3.000-2.800 Ma. Como os plutonitos analisados possuíam idades de cristalização bem definidas pelo método U-Pb, pode-se concluir pela participação de crosta siálica mais antiga no processo de geração de alguns destes corpos, enquanto outros foram originados diretamente do manto.

3.2.4. Determinações U-Pb

Os dados U-Pb disponíveis para a região possuem caráter distinto. Alguns foram obtidos segundo o método convencional, cada fração analisada sendo composta por grandes populações de zircão, incluindo tipologias diferentes, não submetidas ao processo de abrasão. Esses dados, geralmente, são muito discordantes (consequentemente mais imprecisos), enquanto a possível mistura de zircões gerados em épocas distintas aumenta a incerteza quanto ao significado geológico das idades dos interceptos de discórdias. As idades obtidas segundo o método de alta precisão, descrito no capítulo 2, são muito mais confiáveis.

Devem-se a Delhal & Demaiffe (1985) as primeiras idades U-Pb do Quadrilátero Ferrífero, obtidas segundo o método convencional, em gnaisses do Complexo Bação. Foram analisadas duas frações de zircão de uma amostra e frações de zircão e titanita de outra amostra. Todas as análises são muito discordantes e os pontos analíticos não se alinham. Os autores construíram duas discórdias de dois pontos, que forneceram um intercepto inferior em torno de 760 Ma e interceptos superiores a 2.570 e 2.820 Ma. O significado geológico destas idades é duvidoso. Entretanto, apontam para a idade arqueana do Complexo Bação, em conformidade com as determinações Rb-Sr da literatura.

Determinações U-Pb na região de Barbacena, situada por volta de 100km a sul do Quadrilátero Ferrífero, foram efetuadas por Delhal & Demaiffe (1985) e Söllner *et al.* (1991). As análises destes últimos autores seguiram as técnicas básicas do método de alta precisão, mas sem abrasão. Os dados de Söllner *et al.* (1991) determinaram eventos de cristalização de zircão há $3.399 \pm 114/-112$ Ma e 3.130 ± 8 Ma, enquanto Delhal & Demaiffe (1985) obtiveram indicação de um evento há cerca de 2.900 Ma. Uma fração quase concordante de titanita forneceu idade em torno de 600 Ma (Delhal & Demaiffe 1985), apontando a cristalização ou *resetting* deste mineral no Neoproterozóico. Tal fato sugere metamorfismo a temperaturas em torno de 500°C, associado ao Evento Brasileiro.

Romano (1989) e Romano *et al.* (1991) analisaram frações de zircão de dois corpos granitóides provenientes da região a noroeste do Quadrilátero Ferrífero, o Granodiorito Caio Martins e o Granito Mateus Leme. As idades obtidas foram, respectivamente, 2.593 ± 18 Ma e 2.755 ± 13 Ma. Os autores não utilizaram a técnica da abrasão e os pontos analíticos são muito discordantes.

Uma idade preliminar, de 655 Ma, foi obtida em zircão e baddeleyita de um dique máfico com textura ígnea preservada (Silva *et al.* 1992), localizado próximo a Ibirité, região noroeste do Quadrilátero Ferrífero.

Avanço decisivo no conhecimento geocronológico do Quadrilátero Ferrífero adveio das datações U-Pb de alta precisão, reportadas por Machado *et al.* (1989a, 1992), Carneiro (1992) e Machado & Carneiro (1992). Como tais datações serão repetidamente comentadas no decorrer do texto, será apresentado aqui apenas um quadro sinóptico dos resultados (Tabela 3).

Tabela 3: Sumário dos dados U-Pb de alta precisão para o Quadrilátero Ferrífero (Machado *et al.*, 1989 e 1992; Machado & Carneiro 1992, Carneiro 1992).

Litotipo/ Unidade	Proveniência	Mineral	Idade (Ma)	Interpretação
Gnaiss Alberto Flores	Complexo Bonfim	zircão	2.772±6	metamorfismo
Tonalito Samambaia	Complexo Bonfim	zircão titanita	2.780+3/-2	cristalização
Granodiorito Caeté	Complexo Caeté	zircão	2.776+7/-6	cristalização
Metavulcânica ácida/Grupo Nova Lima	áreas de Caeté e Piedade do Paraopeba	zircão	2.776+23/-10 2.772±6	cristalização
Granodiorito Mamona	Complexo Bonfim	zircão	2.721±3	cristalização
Granito Brumadinho	Complexo Bonfim	zircão	2.703+24/-23	cristalização
Anfibolito	Complexo Bação	titanita	2.059±6	metamorfismo
Pegmatitos	Complexo Bação	monazita	> 2.030 > 2.022	cristalização
Metagrauvaca/ Grupo Sabará	área oeste da Serra do Curral	zircão	2.125±4	idade máxima de deposição

3.3. ARCABOUÇO GEOLÓGICO REGIONAL E EVOLUÇÃO

O Cráton do São Francisco, na definição de Almeida (1977), constitui uma plataforma cujo embasamento consolidou-se em tempos pré-brasilianos. O Quadrilátero Ferrífero representa uma área de exposição desse embasamento, situada na transição entre a zona mais estável, a oeste, e as faixas marginais brasileiras a leste e sudeste (Faixa Araçuaí e Faixa Alto Rio Grande). Esse contexto fica bem evidenciado no âmbito da revisão dos limites do cráton proposta por Alkmim *et al.* (1993). O limite corta a porção oriental do Quadrilátero Ferrífero (Figura 4), ao longo de um sistema de falhas de empurrão N-S, com mergulhos para leste, que afetam os supergrupos Minas e Rio das Velhas. Esses falhamentos constituem parte do Sistema Cambotas-Fundão (Figura 5), descrito por Chemale Jr. *et al.* (1991), conectando-se, a norte, com as falhas

Figura 4: Delimitação atualizada e significado dos limites do Cráton do São Francisco (extraído de Alkmim et al. 1993).

1. Embasamento do cráton, incluindo supracrustais mais velhas que 1,8 Ga e rochas ígneas. 2. Embasamento envolvido nos processos de deformação e metamorfismo do Evento Brasileiro. 3. Unidades mesoproterozóicas. 4. Unidades neoproterozóicas. 5. Coberturas fanerozóicas. 6. Limite do cráton. Dentes em negrito e vazados indicam, respectivamente, falha de empurrão de alto e baixo ângulo. 7. Cidades: SR. São Raimundo Nonato; C. Curaçá; D. Dianópolis; SD. São Desidério; L. Lençóis; MA. Monte Alegre de Goiás; BJ. Bom Jesus da Lapa; S. Salvador; NR. Nova Roma; BD. Brumado; U. Urandi; LA. Licínio de Almeida; F. Formosa; IT. Itapetinga; BR. Brasília; B. Belmonte; PT. Porteirinha; IB. Itapebí; P. Paracatu; V. Vazante; DA. Diamantina; P. Patos de Minas; SL. Sete Lagoas; BH. Belo Horizonte. 8. Províncias fisiográficas e geológicas: CD. Chapada Diamantina; ET. Espinhaço Setentrional; BP. Bacia do Rio Pardo; EM. Espinhaço Meridional; QF. Quadrilátero Ferrífero. 9. Faixas de dobramento marginais, brasileiras: FA. Faixa Araçuaí; FRG. Faixa Alto Rio Grande; FB. Faixa Brasília; FRP. Faixa Rio Preto; FRPT. Faixa Riacho do Pontal; FS. Faixa Sergipana.

de empurrão responsáveis pelo posicionamento do Supergrupo Espinhaço Meridional sobre a cobertura cratônica, representada pelo Grupo Bambuí.

Alkmim *et al.* (1993) admitem que a região do Quadrilátero Ferrífero a oeste do Sistema Cambotas-Fundão sofreu também a influência da deformação brasileira. Entretanto, como esta deformação teria sido induzida a partir da zona interna da faixa móvel, situada a leste do Quadrilátero Ferrífero, tal fato não descaracterizaria o limite proposto.

Ao focalizar a área cratônica, Teixeira (1985) apresenta a região do Quadrilátero Ferrífero sob uma perspectiva diferente. Esta estaria incluída em uma extensa faixa móvel do Paleoproterozóico (Cinturão Mineiro) que bordeja um núcleo cratônico arqueano a oeste. A deformação no interior da faixa móvel teria provocado intenso retrabalhamento do embasamento arqueano e dobramento da cobertura representada pelo Supergrupo Minas (*e.g.* Teixeira & Figueiredo 1991, Carneiro 1992).

As duas visões não são excludentes, mas salientam o posicionamento geotectônico peculiar do Quadrilátero Ferrífero. Este situa-se no domínio de duas faixas móveis aproximadamente paralelas e parcialmente superpostas, desenvolvidas durante os eventos Transamazônico e Brasileiro.

As principais estruturas do Quadrilátero Ferrífero são apresentadas no mapa da figura 5. Diversos autores têm abordado o tema da evolução estrutural e tectônica desta região. Dentre os modelos de abrangência regional pode-se citar os de Dorr (1969), Ladeira e Viveiros (1984), Marshak & Alkmim (1989), Belo de Oliveira & Teixeira (1990) e Chemale Jr. *et al.* (1991, 1994). Uma síntese crítica centrada nos modelos mais recentes será apresentada nos parágrafos seguintes.

A maioria dos modelos focaliza a evolução pós-arqueana do Quadrilátero Ferrífero, admitindo dois episódios tectônicos principais ligados aos eventos Transamazônico e Brasileiro. A natureza da tectônica transamazônica, e seu papel na estruturação do Quadrilátero Ferrífero, tem suscitado controvérsias. Para Marshak & Alkmim (1989), o Evento Transamazônico levou ao desenvolvimento de um cinturão de cavalgamento e dobramento com transporte de SE para NW, associado a metamorfismo regional e responsável pelas grandes estruturas NE-SW. Belo de Oliveira & Teixeira (1990) também consideram que a deformação transamazônica foi de natureza compressional, tendo provocado a reversão dos falhamentos normais da fase de abertura da bacia Minas, resultando na nucleação dos mega-sinclinais do Quadrilátero Ferrífero.

Chemale Jr. *et al.* (1991, 1994) caracterizaram a deformação transamazônica como um evento extensional, associado a dois possíveis cenários geotectônicos: (i) tectonismo extensional no antepaís de uma zona de subducção transamazônica mergulhando para oeste; (ii) separação continental e consequente movimentação vertical de blocos.

Figura 5: Mapa estrutural do Quadrilátero Ferrífero (extraído de Chemale Jr. et al. 1991).

I. rochas metabásicas. II. Supergrupo Espinhaço indiviso. III. Grupo Itacolomi. IV. Supergrupo Minas. V. Supergrupo Rio das Velhas. VI. Terrenos granito-gnáissicos. VII. contato. VIII. empurrão. XIX. zona de falha direcional. X. zona de falha extensional (dúctil a dúctil-rúptil). XI. falha. XII. anticlinal. XIII. sinclinal. XIV. foliação extensional. XV. lineação mineral extensional. XVII. indicador de transporte tectônico. Cidades e localidades: BH. Belo Horizonte; BR. Brumadinho; CC. Congonhas do Campo; FG. Fazenda Gandarela; IB. Ibirité; IT. Itabira; MR. Mina Raposos; MV. Morro Velho; OP. Ouro Preto. Estruturas e acidentes geográficos: 1. Sinclínório de Itabira; 2. Sinclínório de João Monlevade; 3. Serra das Cambotas; 4. Sinclinal Gandarela; 5. Sinclinal de Ouro Fino; 6. Anticlinal de Mariana; 7. Sinclinal Conta História; 8. Sinclinal de Alegria; 9. Serra do Caraça; 10. front. Fazendão; 11. Serra de Ouro Branco; 12. Serra de Itatiaia; 13. Sinclinal de Dom Bosco; 14. Complexo Bação; 15. soerguimento Rio das Velhas; 16. Sinclinal Vargem do Lima; 17. Sinclinal Serra da Piedade; 18. Sinclinal da Moeda; 19. Serra do Curral; 20. Complexo Bonfim; C. Falha das Cambotas; E. Falha do Engenho; F. Falha do Fundão.

De acordo com o modelo de Chemale Jr. *et al.* (1991, 1994), as mega-dobras sinformais e antiformais resultariam do soerguimento do embasamento e consequente subsidência do pacote supracrustal (Supergrupo Minas), em um mecanismo semelhante ao formador dos *metamorphic core complexes* descritos na região oeste da América do Norte (*e.g.* Davis & Coney 1979). O metamorfismo do Supergrupo Minas seria causado pelo soterramento durante a subsidência. Por sua vez, o soerguimento dos complexos granito-gnáissicos teria provocado sua justaposição com rochas supracrustais em temperaturas mais baixas, resultando na formação das auréolas metamórficas. Hipótese similar para a formação das auréolas já havia sido apresentada por Drake & Morgan (1980) e um modelo para este processo foi desenvolvido por Marshak *et al.* (1992).

Autores como Dorr (1969), Ladeira (1976) e Drake & Morgan (1980) também postularam a atuação de uma tectônica de ascensão de blocos no Quadrilátero Ferrífero. Além do Complexo Bação, em geral apontado como o melhor exemplo desse processo, os complexos Bonfim, Belo Horizonte, Caeté e a Serra do Caraça (um *roofed dome* para Drake & Morgan 1980) teriam sofrido movimentos ascensionais.

A evolução do sistema Espinhaço no Mesoproterozóico ter-se-ia refletido, no Quadrilátero Ferrífero, por tectonismo compressional e extensional segundo Marshak & Alkmim (1989), ou puramente extensional segundo os modelos de Belo de Oliveira & Teixeira (1990) e Chemale Jr. *et al.* (1991, 1994).

A atuação do Evento Brasileiro, gerando um cinturão de empurrão e dobramento com vergência de E para W, encontra-se muito bem documentada ao longo do Espinhaço Meridional. Diversas evidências demonstram o prolongamento deste cinturão pela porção oriental do Quadrilátero Ferrífero (*e.g.* Belo de Oliveira & Vieira 1987). Nessa região, segundo Belo de Oliveira & Teixeira (1990), a deformação brasileira define um domínio alóctone oriental, limitado pela Falha de Morro Vermelho (sistema Cambotas-Fundão de Chemale Jr *et al.* 1991) em conexão com a Falha do Engenho (Figura 5). A oeste deste limite, o domínio para-autóctone exibe estruturação transamazônica. Chemale Jr. *et al.* (1991, 1994), por sua vez, consideram que a deformação brasileira afetou todo o Quadrilátero Ferrífero, embora reconheçam que este processo foi menos intenso na sua porção ocidental. O Evento Brasileiro teria provocado tanto a reativação de estruturas mais antigas como a geração de outras estruturas, especialmente falhas de empurrão, afetando de forma mais intensa as unidades supracrustais e as zonas de contato com o embasamento.

4. TERRENOS GRANITO-GNÁISSICOS: GEOLOGIA E GEOCRONOLOGIA DO COMPLEXO BELO HORIZONTE

4.1. INTRODUÇÃO

Dentre os temas investigados no presente estudo destaca-se a evolução dos terrenos granito-gnáissicos do Quadrilátero Ferrífero. Foi selecionado o terreno situado a norte da Serra do Curral (região setentrional do Quadrilátero Ferrífero, figura 6), informalmente designado Complexo Belo Horizonte por Ladeira & Viveiros (1976).

Herz (1970), em parte baseado nos trabalhos de Gair (1962) e Pomerene (1964), descreveu a área a norte da Serra do Curral como constituída por gnaisses de composição granodiorítica, apresentando bandamento composicional. A exposição típica para estas rochas seria encontrada na Pedreira Prado Lopes, situada proximamente à zona central de Belo Horizonte. Trata-se de um gnaisse bem foliado, com bandas félsicas alternando-se com bandas ricas em biotita, comumente apresentando *schlieren* máficos e xenólitos de anfibolito (Pomerene 1964, Herz 1970). Diques graníticos, com até 1m de espessura, cortam os gnaisses em algumas exposições (Herz 1970).

O presente estudo revelou a presença de corpos granitóides foliados, intrusivos nos gnaisses, com dimensões de alguns quilômetros. Foram também incluídas, no Complexo Belo Horizonte, duas faixas isoladas de rochas supracrustais, de natureza vulcano-sedimentar.

Em resumo, o Complexo Belo Horizonte inclui rochas de caráter diverso, o que está em conformidade com a nomenclatura estratigráfica em vigor (Petri *et al.* 1986). Não existem definições para os limites do complexo. A área investigada neste trabalho é limitada, a sul, pela Serra do Curral e, a norte, pelo Grupo Bambuí. Os limites a leste e oeste são balizados, respectivamente, pela Serra da Piedade e a cidade de Betim. Os litotipos típicos do Complexo Belo Horizonte estendem-se além destes limites, como demonstrado pelos estudos de Schorscher (1992) nos terrenos gnáissicos da região oriental do Quadrilátero Ferrífero. As características geoquímicas e petrográficas dos gnaisses regionais, descritos por Schorscher (1992), são indistinguíveis daquelas das rochas gnáissico-migmatíticas que constituem o arcabouço do Complexo Belo Horizonte.

4.2. ASPECTOS GEOLÓGICOS

O litotipo amplamente dominante no Complexo Belo Horizonte (Figura 6) é um gnaiss cinza-claro, frequentemente exibindo bandamento composicional e feições de migmatização. Esta rocha é referida, no presente trabalho, como Gnaiss Belo Horizonte. As características de campo e composição química desses gnaisses apontam para um caráter orto-derivado, ao contrário do que foi sugerido por Herz (1970).

O Gnaiss Belo Horizonte apresenta feições bastante variáveis. O tipo mais freqüente exibe fino bandamento, da ordem de milímetros a poucos centímetros, resultante da alternância de bandas leucocráticas e outras mais ricas em minerais máficos, essencialmente biotita. Localmente, as bandas atingem espessuras maiores, até 20-30cm. O bandamento pode apresentar caráter retilíneo e mais ou menos uniforme, ou encontrar-se fortemente dobrado e rompido. Observa-se uma gradação entre porções bandadas e outras de aspecto mais homogêneo, onde a estrutura dominante é uma foliação muito bem desenvolvida.

A intensidade dos fenômenos de migmatização varia de forma muito irregular dentro da área investigada. Nas exposições onde a migmatização do Gnaiss Belo Horizonte foi mais intensa, predominam estruturas do tipo *schlieren* ou estromática. Observam-se também estruturas do tipo *schöllen* e o desenvolvimento local de porções nebulíticas.

A presença de encraves máficos é característica em algumas exposições do Gnaiss Belo Horizonte. A maior parte parece originar-se do rompimento de corpos tabulares, concordantes com o bandamento. Apresentam formas irregulares e foram afetados pela migmatização do gnaiss.

O Gnaiss Belo Horizonte é cortado por corpos intrusivos de natureza félsica. Na escala de afloramento, ocorrem veios granitóides, de grão fino a médio, pouco espessos, além de estreitos veios de pegmatito. Foram também identificados dois corpos graníticos (*s.s.*) circunscritos, de aspecto homogêneo e bem foliados, não afetados por migmatização. Ainda que relações de contato não tenham sido observadas, estes corpos foram interpretados como intrusivos no Gnaiss Belo Horizonte. Os plutonitos foram designados Granito Santa Luzia e Granito General Carneiro (Figura 6). Um terceiro plutonito, exibindo feições de campo semelhantes mas composição tonalítica a granodiorítica, foi identificado nas proximidades de Ibirité (Figura 6). Chemale Jr. *et al.* (1993) denominaram este corpo como Granodiorito Ibirité.

Os corpos granitóides posicionaram-se após a migmatização do Gnaiss Belo Horizonte, tendo sido afetados por pelo menos um evento deformacional anterior à tectônica principal do

Fig.6 MAPA GEOLÓGICO DA REGIÃO SETENTRIONAL DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO E COMPLEXOS DE BELO HORIZONTE E BONFIM *

Supergrupo Minas. Portanto, presume-se que estejam associados à evolução arqueana do Complexo Belo Horizonte.

O Granito Santa Luzia ocorre próximo à cidade homônima (Figura 6). Embora sua exposição se resuma a uma pedreira, o mapa aerogeofísico sugere que tenha diâmetro mínimo de 3-4km. O granito possui aspecto muito homogêneo, caracterizado por apresentar feldspato róseo, com até 2cm de dimensão do eixo maior, orientados segundo a foliação. A foliação é muito bem desenvolvida, mas não se observa qualquer bandamento.

O Granito General Carneiro pode ser observado em pedreiras e cortes de ferrovia, na área entre Belo Horizonte e Sabará (Figura 6). Suas dimensões são da mesma ordem das do Granito Santa Luzia. Destaca-se, igualmente, pelo aspecto homogêneo e por apresentar porções com mega-cristais de feldspato potássico. Embora esteja bastante foliado, ocorrem zonas com estrutura homófana, onde a rocha exibe textura porfírica.

Um pouco a sul da área de ocorrência do Granito General Carneiro ocorre o chamado Granito-Gnaiss Marzagão (Herz 1970, Figura 6). Trata-se de um corpo intensamente cisalhado, ao qual se atribuiu caráter intrusivo no Grupo Sabará (Gair 1962). Relações de contato não foram observadas e admite-se a hipótese de um posicionamento tectônico.

O Granodiorito Ibirité é observado em pedreira situada junto à localidade de mesmo nome (Figura 6). Apresenta foliação muito bem desenvolvida e de aspecto milonítico, sendo cortado por veios granitóides de pequena espessura.

A presença de inclusões de rochas supracrustais, com dimensões de poucos centímetros a vários quilômetros, é uma feição característica dos complexos gnáissicos arqueanos (Condie 1981). No Complexo Belo Horizonte, ocorrem duas faixas vulcano-sedimentares com dimensões da ordem de 2-5km, orientadas segundo N-S e apresentando mergulhos elevados. Uma delas posiciona-se junto ao Rio das Velhas, a noroeste de Sabará (Figura 6). A maior parte da seqüência é constituída por anfibólitos, totalmente decompostos, associados a formação ferrífera, metacherte, muscovita xisto e grafita xisto. A formação ferrífera é composta por anfibólio, quartzo e óxidos de ferro. O Granito General Carneiro é, provavelmente, intrusivo nesta faixa, a qual é cortada por corpos pegmatíticos próximo ao contato com o granito.

A outra faixa de supracrustais, situada a leste da anterior (Figura 6), é constituída por quartzito, formação ferrífera a anfibólio e piroxênio, anfibólio xisto e rara rocha cálcio-silicática (Ferrari 1980, Motta *et al.* 1989). Door (1969) atribuiu este pacote ao Supergrupo Minas.

As duas faixas vulcano-sedimentares possuem características semelhantes, exibindo uma sucessão de litotipos usualmente encontrada nas seqüências arqueanas. Ademais, sua estruturação é discordante daquela do Supergrupo Minas, o que indica a idade mais antiga. Portanto, é provável que representem os remanescentes de um *greenstone belt* arqueano.

Em termos estruturais, o Complexo Belo Horizonte registra evolução policíclica. O Gnaiss Belo Horizonte exibe foliação bem desenvolvida, frequentemente de caráter milonítico. A orientação geral da foliação varia entre N-S e NNE-WSW, com mergulhos de 40° a 60° para W e WNW. Esta foliação pode paralelizar-se ao bandamento dos gnaisses ou, quando este se encontra dobrado, assumir posição plano-axial. As dobras exibidas pelo bandamento são apertadas a isoclinais, frequentemente redobradas de modo coaxial, com eixos em torno do meridiano. Por vezes, nas charneiras, observa-se foliação mais antiga parcialmente transposta pela foliação principal. O desenvolvimento desta foliação principal parece ter sido algo precoce a sincrônico com a migmatização dos gnaisses. As bandas de leucossoma são concordantes ou cortam a foliação/bandamento, enquanto porções nebulíticas exibem "reliquias" da foliação.

O Granito Santa Luzia apresenta foliação com direção NW-SE e mergulhos moderados, menores que 30°, para SW. Localmente, a foliação mais proeminente do Gnaiss Belo Horizonte assume esta mesma orientação. Interessante constatar que, na porção centro-leste do Quadrilátero Ferrífero, as rochas do Supergrupo Rio das Velhas estão também orientadas segundo NW-SE no Sinclinal Vargem do Lima (Figura 5), sendo esta estruturação afetada pelas estruturas do Supergrupo Minas na área (C. A. Rosière, com. verbal). Ladeira & Viveiros (1984) afirmam que a primeira fase de deformação do Supergrupo Rio das Velhas, de idade pré-Minas, apresenta vergência para NE. Portanto, o acervo estrutural do Granito Santa Luzia parece registrar um evento deformacional do Arqueano que também envolveu o Supergrupo Rio das Velhas.

A deformação principal do Supergrupo Minas está impressa nos gnaisses e corpos graníticos ao longo de uma faixa que acompanha a Serra do Curral. Manifesta-se pelo desenvolvimento de uma foliação de transposição de alto ângulo, orientada segundo NE-SW. Esta pode ocorrer em zonas de cisalhamento estreitas ou apresentar caráter mais pervasivo, reorientando totalmente as estruturas mais antigas.

4.3. PETROQUÍMICA

4.3.1. Gnaiss Belo Horizonte

O estudo petrográfico do Gnaiss Belo Horizonte mostra uma relação plagioclásio/K-feldspato bastante variável, resultando na presença de termos tonalíticos até graníticos, com

expressiva predominância dos primeiros. Nos termos tonalíticos, o K-feldspato é muito subordinado e possui caráter intersticial, enquanto nas rochas granodioríticas a graníticas pode formar mega-cristais geralmente pertíticos e ricos em inclusões. O plagioclásio, em geral oligoclásio, está quase sempre saussuritizado e alguns cristais exibem zonamento. A biotita é sempre o mineral máfico principal, em média perfazendo 5 a 10% da rocha. Via de regra, apresenta alteração para clorita e/ou mica branca. Anfibólio (hornblenda) pode estar presente em algumas amostras, de forma muito secundária. Os acessórios mais comuns são titanita, epidoto, apatita e zircão. Allanita está presente nas rochas de composição granítica. Algumas amostras ainda preservam texturas de aspecto ígneo, em geral inequigranular hipidiomórfica a xenomórfica. Nas demais, a textura é granoblástica ou milonítica.

Foram efetuadas 10 análises químicas completas, incluindo ETR, para o Gnaiss Belo Horizonte. Outras três análises de elementos maiores e menores provêm de Herz (1970). Um ponto essencial na discussão desses dados químicos é o fato de o Gnaiss Belo Horizonte ter sido afetado por, no mínimo, três eventos termais, conforme atestam os dados isotópicos a serem discutidos em outra seção deste trabalho. O evento mais antigo atingiu a anatexia, migmatizando os gnaisses em diversos níveis de intensidade. Desta forma, os dados químicos devem refletir, além da composição original, transformações advindas de processos metassomáticos. Como norma, amostraram-se exposições onde a migmatização mostrava-se incipiente, ou porções que pareciam mais preservadas deste processo. Para efeito de comparação, foram feitas análises do gnaiss migmatítico e de mobilizado félsico.

Os dados das análises químicas estão apresentados na tabela 4. As análises nº 1 a 8 representam os gnaisses discretamente migmatizados ou sem evidência de migmatização. Sua composição química é trondhjemítica, enquanto os gnaisses migmatíticos (análises nº 9 e 10) apresentam composição granítica (Figura 7).

Analisando os dados de elementos maiores para o Gnaiss Belo Horizonte (análises nº 1 a 8, tabela 4) constata-se seu caráter peraluminoso. Apresenta teores elevados em Na_2O (média de 5,2). Os teores em Na_2O e K_2O variam consideravelmente, de maneira que a razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ apresenta espectro amplo, entre 0,20 e 0,78, com média igual a 0,46. Os teores em SiO_2 são relativamente elevados (média de 72,5%). O CaO varia pouco, entre 1,5 e 2,3%. No conjunto, esses valores aproximam-se daqueles atribuídos aos trondhjemitos por Barker (1979), quais sejam: $\text{SiO}_2 > 68\%$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} < 3,4\%$, Na_2O entre 4,0-5,5% e $\text{K}_2\text{O} < 2\%$.

Em relação aos elementos menores, pode-se destacar a ausência de anomalias de Sr e Ba e a forte anomalia negativa de Nb (Figura 8). As curvas de ETR (Figura 9) revelam acentuado empobrecimento em ETRP e anomalia negativa de Eu. O comportamento das ETRL é bastante constante para o conjunto de análises, o mesmo não ocorrendo com as ETRP. Enquanto a razão $(\text{La}/\text{Sm})_N$ mantém-se entre 3,8 e 5,7, a razão $(\text{Gd}/\text{Lu})_N$ varia de 2,5 a 6,2.

Tabela 4: Composições químicas do Gnaiss Belo Horizonte (1 a 8), gnaiss migmatítico (9 e 10), mobilizado migmatítico (11) e migmatito nebulítico (12).

Número Amostra	1* A653	2* Ha-14o	3 N-38A	4 N-37A	5 N-69	6 N-71	7 N-67	8 N-59	9 N-33A	10* Ha-16a	11 N-33B	12 N-68
SiO ₂	73,6	73,5	73,4	72,4	72,1	70,2	69,8	69,6	70,7	69,4	73,4	73,5
TiO ₂	0,19	0,19	0,21	0,29	0,19	0,35	0,30	0,40	0,43	0,48	0,10	0,19
Al ₂ O ₃	14,8	14,9	14,5	13,9	14,1	15,7	15,7	15,5	14,1	14,6	11,1	11,4
Fe ₂ O ₃	0,10	0,50	0,37	1,20	0,36	0,43	0,57	0,57	1,70	0,80	0,68	0,36
FeO	1,4	1,2	1,2	1,1	1,18	2,3	1,75	1,8	1,1	2,0	0,21	1,18
MnO	0,04	0,05	0,02	0,04	0,02	0,03	0,03	0,03	0,04	0,08	0,01	0,01
MgO	0,38	0,44	0,39	0,74	0,51	0,88	0,76	1,13	0,68	0,68	0,16	0,18
CaO	1,5	1,7	1,8	2,3	1,6	2,0	1,5	2,2	1,7	2,1	1,1	0,72
Na ₂ O	5,1	4,9	4,0	4,5	5,4	6,4	6,6	4,7	3,3	3,2	2,6	3,2
K ₂ O	2,3	2,2	3,1	2,2	2,5	1,4	1,4	2,9	5,2	5,1	5,1	5,2
P ₂ O ₅	0,04	0,08	0,06	0,10	0,07	0,05	0,06	0,12	0,14	0,26	0,03	0,05
H ₂ O ⁺	0,52	0,54	0,69	-	0,53	0,60	0,97	0,89	0,50	0,58	0,49	0,47
CO ₂	-	0,06	0,10	-	-	-	-	-	0,20	0,14	-	-
PF	-	-	-	0,90	-	-	-	-	-	-	-	-
F	-	-	310	700	-	-	-	-	670	600	-	-
S	-	-	<50	-	-	-	-	-	100	-	-	-
Cl	-	-	64	22	-	-	-	-	100	-	-	-
Cr	3	7	<20	-	-	-	-	-	<20	18	-	-
Ni	22	5	<20	-	-	-	-	-	<20	8	-	-
Co	2	3	<5	-	4	52	6	67	6	8	4	19
Sc	4	6	<5	-	-	-	-	-	5	7	-	-
V	12	26	78	29	<10	17	13	25	122	21	<10	<10
Li	-	-	17	-	-	-	-	-	17	-	-	-
Cu	-	-	6	5	<5	<5	<5	<5	10	11	<5	<5
Pb	19	32	8	37	54	54	40	49	12	15	46	61
Zn	-	-	43	76	36	57	66	39	56	-	12	15
Rb	-	-	98	110	-	-	-	-	150	-	-	-
Ba	800	440	820	600	1427	1055	1120	2175	970	1600	1624	2038
Sr	230	240	290	490	305	317	414	365	330	380	300	281
Nb	22	13	<8	-	-	-	-	-	18	27	-	-
Zr	140	106	140	250	-	-	-	-	220	310	-	-
Y	15	13	17	24	6	7	7	18	47	66	3	5
La			24,13	24,93	23,7	19,8	21,3	23,9	83,5		35,3	17,4
Ce			55,21	52,73	44,9	39,3	40,1	59,7	178,5		65,6	36,6
Nd			18,03	18,78	16,0	14,3	15,6	21,0	68,93		22,6	12,5
Sm			4,034	3,441	2,6	2,5	2,7	4,0	14,63		3,1	2,0
Eu			0,506	0,558	0,64	0,59	0,65	0,88	1,448		1,1	0,50
Gd			2,363	2,342	2,4	2,5	2,5	3,9	8,873		2,0	2,0
Dy			2,055	1,78	1,1	1,4	1,6	3,3	7,707		0,79	1,0
Ho			0,405	0,349	0,20	0,24	0,25	0,64	1,437		0,11	0,17
Er			1,073	0,915	0,59	0,69	0,64	1,8	3,361		0,31	0,50
Yb			0,896	0,626	0,51	0,57	0,44	1,5	2,021		0,33	0,46
Lu			0,117	0,10	0,07	0,08	0,05	0,18	0,228		0,05	0,07
La _n /Lu _n			21,41	25,88	35,14	25,69	44,22	13,78	38,02		73,28	25,80
La _n /Sm _n			3,766	4,561	5,739	4,986	4,967	3,762	3,593		7,169	5,478
Eu _n /Eu*			0,462	0,569	0,771	0,714	0,753	0,673	0,361		1,267	0,756
Eu _n /Sm _n			0,333	0,430	0,653	0,624	0,639	0,584	0,263		0,942	0,664
Gd _n /Lu _n			2,51	2,91	4,26	1,98	6,21	2,69	4,839		4,971	3,551
ETRL/ETRP			14,75	16,43	18,04	13,96	14,66	9,67	14,69		35,57	16,43

* extraído de HERZ, 1970

Figura 7: Classificação do Gnaiss Belo Horizonte (círculos preenchidos) segundo o diagrama Ab-An-Or (normativo) de O'Connor (1965). Círculos vazios representam análises do gnaiss migmatítico.

Figura 8: Diagrama de variação de elementos-traço, normalizados para o manto primitivo, para o Gnaiss Belo Horizonte. A curva com círculos vazios representa o gnaiss migmatítico.

As análises do gnaiss migmatítico (análises nº 9 e 10, tabela 4) mostram enriquecimento em K_2O e teores mais baixos em Na_2O , sendo a razão K_2O/Na_2O maior que 1. A curva de ETR disponível para uma das análises (análise nº 9, tabela 3), quando comparada com as curvas do gnaiss pouco migmatizado, exibe enriquecimento generalizado nas ETR leves e pesadas e

anomalia negativa de Eu mais acentuada (Figura 9), mas mantendo forma semelhante. Outro fator distintivo é o acentuado empobrecimento em Sr em relação a elementos de similar "compatibilidade", presente apenas no gnaiss migmatítico (Figura 8). A anomalia negativa de Eu mais acentuada, juntamente com a de Sr, podem ser explicadas como uma função do maior grau de separação líquido-plagioclásio, que ocorre quando a fusão se separa de um resíduo rico em plagioclásio, ou nos estágios finais da cristalização fracionada (*e.g.* Hill *et al.* 1992).

Uma hipótese para explicar a composição química do gnaiss migmatítico é que os resultados das análises tenham sido influenciados pela proporção de material neo-formado (leucossoma) presente nas amostras, já que sua separação não foi possível durante a amostragem. Alternativamente, as rochas migmatizadas poderiam derivar de um protólito mais evoluído, de composição granítica.

Figura 9: Curvas de ETR, normalizadas para condritos, para o Gnaiss Belo Horizonte. A curva com círculos vazios representa um gnaiss migmatítico. Valores de normalização de Evensen *et al.* (1978).

As análises nº 11 e 12 (Tabela 4) correspondem a um mobilizado migmatítico e a uma porção nebulítica. Os dados, em relação aos elementos maiores, são compatíveis com um processo de fusão parcial dos gnaisses. Constata-se enriquecimento em K_2O , com K_2O/Na_2O maior que 1, e empobrecimento em Al_2O_3 e $FeO_{(t)}+MgO$. A curva de ETR do mobilizado exibe anomalia positiva de Eu. Este resultado é exposto na figura 10, comparado com a curva do

gnaisse migmatítico do mesmo afloramento onde foi amostrado o mobilizado. O empobrecimento mais acentuado em ETRP é compatível com a fusão de material granítico já empobrecido nestes elementos. Uma possível explicação para a anomalia positiva de Eu no mobilizado seria uma contribuição advinda da fusão simultânea de rochas máficas enriquecidas neste elemento. De fato, ocorrem na mesma exposição corpos anfibolíticos muito afetados pela migmatização.

Figura 10: Curvas de ETR, normalizadas para condritos, do gnaisse migmatítico (círculos) e mobilizado fêlsico (asteriscos) do mesmo afloramento. Valores de normalização de Evensen et al. (1978).

A média das análises de elementos maiores do Gnaiss Belo Horizonte aproxima-se dos valores de TTG arqueanos típicos (Tabela 5). Condie (1981) apresenta composições químicas médias para tonalitos e trondhjemitos arqueanos, divididos segundo a classificação de Barker (1979) em alto Al_2O_3 e baixo Al_2O_3 . A figura 11 exhibe as curvas de ETR para as duas classes, comparado com a curva média para o Gnaiss Belo Horizonte. Constata-se marcante semelhança entre esta última e a curva dos tonalitos e trondhjemitos de alto Al_2O_3 , exceto pela anomalia negativa de Eu presente no Gnaiss Belo Horizonte. Entretanto, em termos de elementos maiores, as amostras do gnaiss posicionam-se nas duas classes de trondhjemitos (alto e baixo Al_2O_3).

Outra comparação é feita com a curva média de ETR para o Gnaiss Alberto Flores (Figura 11), que representa a crosta continental mais antiga do Complexo Bonfim (Carneiro 1992). A anomalia de Eu é mais acentuada no Gnaiss Alberto Flores que no Gnaiss Belo Horizonte. Carneiro (1992) constatou semelhanças entre o Gnaiss Alberto Flores e alguns gnaisses arqueanos do *Ancient Gneiss Complex* (Swazilândia) e de Wyoming (EUA).

Tabela 5: Composição média do Gnaiss Belo Horizonte comparado com a composição média de TTG arqueanos.

Elem.	Gnaiss Belo Horizonte		TTG Arqueano*	Norma	Gnaiss Belo Horizonte	TTG Arqueano
	média	CV				
SiO ₂	71.83	2.9	70.68	Q	28.97	26.67
TiO ₂	0.27	30.1	0.25	Or	13.24	13.36
Al ₂ O ₃	14.89	6.9	15.11	Ab	42.90	39.35
Fe ₂ O ₃	0.51	60.0	0.88	An	7.92	12.94
FeO	1.52	29.9	1.75	C	0.96	0.27
MnO	0.03	35.4	0.04	Hy	3.45	5.06
MgO	0.65	39.1	1.17	Mt	0.72	1.18
CaO	1.83	17.3	2.78	Il	0.49	0.47
Na ₂ O	5.20	18.3	4.65	Ap	0.16	0.30
K ₂ O	2.25	54.5	2.26	Cc	0.18	-
P ₂ O ₅	0.07	28.6	0.13			

*: média de 494 análises, Martin (1990); CV: coeficiente de variação

Figura 11: Diagrama comparativo entre a curva média de ETR para o Gnaiss Belo Horizonte (círculos vazios), as curvas médias para tonalitos e trondhjemitos arqueanos de alto Al₂O₃ (triângulos preenchidos) e baixo Al₂O₃ (triângulos vazios invertidos) e para o Gnaiss Alberto Flores (quadrados preenchidos). Curvas para tonalitos e trondhjemitos arqueanos segundo Condie (1981) e para o Gnaiss Alberto Flores segundo Carneiro (1992). Curvas normalizadas para condritos segundo os valores de normalização de Evensen et al. (1978).

Em um diagrama $(Yb)_N \times (La/Yb)_N$ (Martin 1987), a maior parte das análises do Gnaiss Belo Horizonte posiciona-se no campo dos TTG arqueanos, exceto por duas delas, aí incluindo a análise do gnaiss migmatítico (Figura 12). Estas duas amostras apresentam menor fracionamento de ETR e conseqüente maior conteúdo relativo em Yb, mais típico dos granitóides pós-arqueanos.

Figura 12: Diagrama $(Yb)_N \times (La/Yb)_N$ (Martin 1987) mostrando a variação no conteúdo em ETR no tempo geológico. Círculos preenchidos representam análises do Gnaiss Belo Horizonte e círculo vazio uma análise do gnaiss migmatítico.

Em conclusão, a despeito das transformações sofridas em função de eventos de retrabalhamento, a assinatura geoquímica do Gnaiss Belo Horizonte ainda reflete sua identificação com as suítes TTG do Arqueano. A gênese dessas suítes tem sido objeto de considerável debate, especialmente por estar relacionada à própria origem primária da crosta continental. Segundo Tarney & Saunders (1990), é geralmente aceito que certas características geoquímicas das suítes TTG arqueanas (fracionamento acentuado dos ETR e empobrecimento em ETRP; marcante anomalia de Nb; ausência de anomalias ou anomalias positivas de Eu, Sr e Ba; baixos teores de Th, U e Rb; razão K/Rb elevada) são explicadas, melhormente, pela fusão parcial, em profundidades rasas no manto, de uma fonte anfíbolítica ou granada-anfíbolítica. Por sua vez, esse processo estaria relacionado à subducção e fusão de crosta oceânica (e.g. Condie 1981, Martin 1987, Leake 1990, Tarney & Saunders 1990).

4.3.2. Plutonitos Granitóides (Granito Santa Luzia, Granito General Carneiro, Granito Marzagão e Granodiorito Ibirité)

O Granito Santa Luzia encontra-se bastante deformado, exibindo textura granoblástica. O K-feldspato ocorre em proporção mais elevada que o plagioclásio, formando megacristais de cor rósea. Quartzo e biotita completam a mineralogia essencial. O plagioclásio apresenta-se profundamente saussuritizado. Titanita é um acessório frequente, ocorrendo como mineral primário e também como produto da cloritização da biotita. Deve-se ressaltar a presença de allanita, que chega a formar cristais euédricos com até 3mm de dimensão.

O Granito General Carneiro possui cor cinza-clara e é constituído por quartzo, K-feldspato e plagioclásio em proporções semelhantes. O mineral máfico é biotita, perfazendo menos que 5% da rocha. O K-feldspato pode formar megacristais de ortoclásio, pertíticos e ricos em inclusões, o que confere à rocha um caráter porfirítico. Ocorre também como grãos menores e mais límpidos de microclina, intercrescidos na matriz. Estes cristais sofreram alguma recrystalização, tendendo a formar bandas de textura granoblástica. A biotita apresenta-se quase totalmente alterada para mica branca e clorita. Este material micáceo, acrescido daquele proveniente da alteração do plagioclásio, orienta-se em faixas definindo a foliação. Assinala-se a presença de granada como mineral acessório, bastante rara.

Os dois corpos intrusivos em causa são granitos cálcio-alcálinos, ricos em potássio e ligeiramente peraluminosos (Tabela 6). O Granito Santa Luzia possui conteúdo em SiO_2 (68%) consideravelmente menor que o do Granito General Carneiro (74%), ao contrário do que acontece com o conteúdo em $\text{FeO}_{(t)} + \text{MgO}$, mais elevado no primeiro. Valores de CaO são mais elevados para o Granito Santa Luzia, como também as razões $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (1,9 no Granito Santa Luzia e 1,1-1,4 no Granito General Carneiro).

Os teores de Rb são maiores para o Granito General Carneiro, mas o oposto acontece em relação ao Sr, com teores em torno de 500ppm no Granito Santa Luzia e 150ppm no Granito General Carneiro. Os teores de Ba são, igualmente, bem mais elevados no Granito Santa Luzia. Apesar destas diferenças, em um diagrama normalizado de variação de elementos-traços, as curvas dos dois corpos são semelhantes (Figura 13). Estas exibem característica depressão em Sr, além de Nb e Ti. A depressão em Nb e Ti é, proporcionalmente, bem mais pronunciada no Granito Santa Luzia.

As curvas de ETR dos dois granitos são distintas (Figura 14a). O Granito Santa Luzia é mais enriquecido em ETR e apresenta fracionamento acentuado, com $(\text{La}/\text{Lu})_N = 25-30$. O fracionamento no Granito General Carneiro é bem menos acentuado, exibindo $(\text{La}/\text{Lu})_N = 5-9$. A anomalia de Eu difere pouco de um corpo para outro. Estas curvas, especialmente do Granito

Tabela 6: Composições químicas do Granito Santa Luzia (1 e 2), Granito General Carneiro (3 e 4), Granito Marzagão (5) e Granodiorito Ibirité (6).

Número Amostra	1 N-57A	2 N-57B	3 N-41	4 N-42	5 JG-105*	6 N-39
SiO ₂	67,8	68,0	74,3	74,0	72,2	75,7
TiO ₂	0,42	0,47	0,18	0,23	0,08	0,19
Al ₂ O ₃	15,2	14,8	13,4	13,9	16,0	12,6
Fe ₂ O ₃	1,80	1,40	0,61	0,61	0,30	0,39
FeO	1,40	1,50	0,89	0,98	0,88	1,0
MnO	0,06	0,05	0,05	0,04	0,02	0,04
MgO	1,00	1,00	0,47	0,41	0,34	0,56
CaO	1,7	1,9	0,98	1,10	0,62	1,5
Na ₂ O	3,1	3,1	3,2	3,7	3,3	4,0
K ₂ O	6,0	5,9	4,6	4,2	5,2	2,6
P ₂ O ₅	0,18	0,23	0,08	0,09	0,12	0,05
H ₂ O ⁺	0,83	-	-	0,48	0,84	-
CO ₂	0,25	-	-	0,15	-	-
PF		1,33	1,02			1,10
F	700	780	680	800	-	510
S	90	130	<50	<50	-	<50
Cl	64	54	26	33	-	20
Cr	<20	-	-	<20	4	-
Ni	<20	-	-	<20	2	-
Co	7	-	-	-	1	-
Sc	12	-	-	-	4	-
V	156	34	15	100	3	16
Li	22	-	-	78	-	-
Cu	9	12	4	38	1	11
Pb	12	47	93	23	52	47
Zn	46	48	48	56	-	44
Rb	180	180	270	250	-	150
Ba	1340	1330	570	530	560	800
Sr	520	500	150	130	100	320
Nb	11	18	16	15	11	9
Zr	250	490	200	150	53	190
Y	74	110	81	49	7	27
La	105,9	117,8	17,34	30,29		16,44
Ce	218,0	244,5	45,05	73,77		35,56
Nd	83,97	90,75	19,67	30,97		12,72
Sm	18,13	17,08	4,584	7,794		2,285
Eu	1,783	1,934	0,464	0,621		0,396
Gd	11,01	11,67	3,671	4,87		1,527
Dy	10,94	10,95	4,474	5,393		1,412
Ho	2,15	2,10	0,927	1,089		0,299
Er	5,642	5,207	2,661	2,994		0,892
Yb	4,280	3,589	2,753	2,80		0,860
Lu	0,461	0,401	0,374	0,353		0,132
La _n /Lu _n	23,845	30,493	4,813	8,907		12,93
La _n /Sm _n	3,678	4,342	2,382	2,447		4,53
Eu _n /Eu*	0,358	0,407	0,335	0,288		0,612
Eu _n /Sm _n	0,261	0,308	0,269	0,212		0,46
Gd _n /Lu _n	2,968	3,617	1,220	1,715		1,438
ETRL/ETRP	12,41	13,92	5,86	8,19		13,18

* extraído de HERZ, 1970

General Carneiro, são bem mais típicas de granitóides mais evoluídos, de derivação crustal. Os teores mais altos em ETR no Granito Santa Luzia poderiam ser explicados pela presença de allanita, mineral bastante rico nestes elementos.

Os granitos General Carneiro e Marzagão (Gair 1962) ocorrem lado a lado, porém sem relações de campo observáveis. O Granito Marzagão é bem mais pobre em minerais máficos e encontra-se fortemente cisalhado. Em termos de composição química exibe, em relação ao Granito General Carneiro, empobrecimento em $\text{FeO}_{(t)}$, secundariamente em TiO_2 , e aumento no teor de Al_2O_3 (Tabela 6). Isto poderia ser explicado pela sericitização da biotita durante o cisalhamento, implicando em que o Granito Marzagão possa constituir uma faixa milonitizada do Granito General Carneiro.

Figura 13: Diagrama de variação de elementos-traços, normalizados para o manto primitivo, para o Granito Santa Luzia (quadrados) e Granito General Carneiro (triângulos preenchidos).

O Granodiorito Ibirité possui apenas uma análise química disponível (Tabela 6). Sua curva de ETR encontra-se representada na figura 15. Em relação à suíte TTG representada pelo Gnaiss Belo Horizonte, o Granodiorito Ibirité apresenta-se mais empobrecido em ETR e exibe fracionamento em ETRP bem menos acentuado. A média das razões $(\text{Gd}/\text{Lu})_N$ para o Gnaiss Belo Horizonte é 3,43 contra uma razão de 1,44 para o Granodiorito Ibirité.

Figura 14: (a) Curvas de ETR, normalizadas para condritos (valores de normalização de Jensen et al. 1978), para o Granito Santa Luzia (quadrados) e Granito General Carneiro (triângulos preenchidos). (b) Diagrama comparativo entre as curvas de ETR para o Granito Santa Luzia (linha interrompida) e o Granito General Carneiro (linha cheia) e a curva média para o Gnaiss Belo Horizonte (linha tracejada).

Figura 15: Curva de ETR, normalizada para condritos (valores de normalização de Jensen et al. 1978), para o Granodiorito Ibirité.

No Cráton Kaapval, África do Sul, os estágios finais da evolução da crosta continental arqueana são representados por granitos potássicos, pouco volumosos e de caráter isolado (e.g.

Robb 1983). As características geoquímicas de duas suítes graníticas dessa natureza, designadas Mpageni e Sicunusa, são muito semelhantes às dos granitos Santa Luzia e General Carneiro (Figura 16). O modelo petrogenético apresentado por Robb (1983) relaciona os granitos Mpageni e Sicunusa a processos de cristalização fracionada diferenciados, mas partindo de um mesmo magma paterno. Este, por sua vez, seria derivado da fusão da crosta tonalítica primitiva.

Outro exemplo de granito arqueano tardio, muito similar ao Granito Santa Luzia em termos de composição química, é o Granito Little Elk, em Dakota do Sul (Estados Unidos). O modelo petrogenético para este granito também envolve a fusão parcial de crosta granodiorítica a tonalítica (Gosselin *et al.* 1990).

Os exemplos citados sugerem que os granitos Santa Luzia e General Carneiro poderiam ter-se originado da fusão do próprio Gnaiss Belo Horizonte. O padrão, relativamente semelhante, das curvas de ETR dos plutonitos e da curva média do Gnaiss Belo Horizonte (Figura 14b), é compatível com esta proposta de derivação. Entretanto, certas características, como as altas razões Rb/Sr do Granito General Carneiro, indicam a contribuição de outras fontes para sua geração, possivelmente rochas supracrustais.

Figura 16: (a) Diagrama comparativo entre a curva média de ETR para o Granito Santa Luzia (quadrados) e o Granito Mpageni (círculos preenchidos). (b) Diagrama comparativo entre curva média de ETR para o Granito General Carneiro (triângulos preenchidos) e o Granito Sicunusa (cruzes). Curvas para os granitos Mpageni e Sicunusa segundo Condie (1981). Curvas normalizadas para condritos segundo os valores de normalização de Evensen *et al.* 1978.

4.4. GEOCROLOGIA

As determinações geocronológicas para o Complexo Belo Horizonte incluíram os métodos U-Pb, Rb-Sr e K-Ar. A localização das amostras analisadas encontra-se na figura 17.

Figura 17: Localização das amostras com determinações geocronológicas no Complexo Belo Horizonte (Legenda: ver figura 3)

4.4.1. Gnaiss Belo Horizonte (amostra N-33A) e mobilizado migmatítico (amostra N-33B)

4.4.1.1. Determinações U-Pb:

O Gnaiss Belo Horizonte, na exposição amostrada, apresentava-se muito migmatizado, com o desenvolvimento de mobilizados fêlsicos com espessura de até 1m. A amostra N-33A foi coletada em local onde a migmatização foi menos evidente macroscopicamente, manifestando-se pela blastese de feldspato e o aparecimento de finas bandas concordantes a algo discordantes de

material félsico mais grosseiro. O material amostrado continha algumas destas bandas félsicas, devido à impossibilidade de separá-las. Os zircões mostraram-se muito alterados, salvo por alguns fragmentos e prismas muito pequenos. A análise dos zircões desta rocha foi descartada por sua má qualidade. Por outro lado, as frações 1.0 e 1.7A do "Frantz Inicial" possuíam abundante titanita marrom escura, frequentemente com inclusões de biotita e bordos incolores.

Foram separadas duas frações de titanita, sendo selecionados os grãos mais escuros, portanto mais ricos em U, transparentes e livres de inclusões. A primeira fração (33A-1) sofreu abrasão a 2psi pelo tempo de 1h. A idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtida foi de 2.312 Ma, 5,68% discordante. A fração 33A-2 sofreu abrasão por tempo bem mais longo, 4h, fornecendo uma idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2.227 Ma, 3,66% discordante. Uma terceira fração de titanita (33B-5) foi obtida da amostra N-33B, que corresponde a um mobilizado félsico da mesma pedreira. Obteve-se uma idade concordante (0,83% discordante) de 2.041 Ma (Tabela 7 e Figura 18).

As três frações alinham-se em uma discórdia onde o intercepto inferior, 2.041 ± 5 Ma, é a idade da fração concordante 33B-5. Para o intercepto superior obteve-se $2.847 \pm 81/-77$ Ma (Figura 18).

É curioso o fato de a fração de titanita 33A-2 ser mais discordante, em relação ao intercepto superior (86%), que a fração 33A-1 (81%), a qual sofreu abrasão por menos tempo. No caso do zircão, a abrasão em geral torna o grão mais concordante, mas o mesmo não é sempre válido para a titanita. Uma possível explicação para este fenômeno foi discutida por Parrish (1990). No zircão, após a cristalização, não parece ocorrer muita redistribuição de Pb radiogênico no interior do grão, mesmo quando submetido a eventos metamórficos de temperatura elevada. A perda de Pb concentra-se nas zonas externas do cristal, que são removidas pela abrasão. Na titanita o metamorfismo provocaria, além da perda de Pb radiogênico, a redistribuição interna deste. Logo, a abrasão poderia remover também partes externas do cristal que haviam ganho Pb radiogênico pela difusão intra-grão. No entanto, em alguns estudos a abrasão mostrou-se bastante efetiva na redução da discordância em análises de titanitas (*e.g.* Corfu 1988).

O mobilizado félsico (amostra N-33B) ocorre preenchendo charneira de dobra isoclinal deitada, exibindo espessura de cerca de 0,5m. A maior parte dos zircões da amostra apresentava alteração, sendo, em consequência, bastante magnéticos, ficando retidos na fração M5 do "Frantz Final" (fração magnética a 5° de inclinação). A alteração dificultou uma análise tipológica mais criteriosa dos zircões. Foram, inicialmente, separados os prismas bem formados e morfologicamente semelhantes, onde a alteração era mais superficial. Ao serem partidos, exibiam interior rosa sem a presença evidente de núcleo. Os prismas foram divididos em três frações classificadas por tamanho. Cada fração sofreu rápido ataque por HF, que removeu parte da capa de alteração, e foi levada à abrasão. Após a abrasão foram selecionados, em cada fração, os fragmentos totalmente livres de alteração e de aspecto mais homogêneo, vindo a constituir as

Tabela 7: Resultados analíticos U-Pb para o Gnaiss Belo Horizonte e Granito Santa Luzia (Complexo Belo Horizonte).

Amostra					Concentrações			Razões Isotópicas					Idades (Ma)		
Nº da amostra	Min *1	Prop. mag.*2	Nº de grãos	Peso (mg)	Urânio (ppm)*3	Pb rad. (ppm)*3	Pb com. (pg)*4	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb *5	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb *6	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U *6	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U *6	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb *6	²⁰⁶ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb
<i>Gnaiss Belo Horizonte (amostras N-33A e N-33B)</i>															
33B-1	Z	M5	3	0,006	103	57	36	543	0,1251	0,48490	13,346	0,19962	2549	2704	2823
33B-2	Z	M5	4	0,011	106	59	37	973	0,1435	0,48235	13,196	0,19842	2537	2694	2813
33B-3	Z	M5	15	0,009	164	108	70	761	0,1668	0,55922	15,747	0,20423	2863	2861	2860
33B-4	Z	NM1	1	0,005	75	47	41	331	0,0997	0,55713	16,303	0,21223	2855	2895	2923
33B-5	T	IF	40	0,155	185	81	592	1139	0,2476	0,36878	6,399	0,12585	2024	2032	2041
33A-1	T	IF	42	0,184	181	109	518	1660	0,5708	0,40688	8,249	0,14705	2201	2259	2312
33A-2	T	IF	30	0,196	187	106	751	1233	0,5125	0,39757	7,674	0,13999	2158	2194	2227
<i>Granito Santa Luzia (amostra N-57)</i>															
Nº da amostra	Min *1	Prop. mag.*2	Nº de grãos	Peso (mg)	Urânio (ppm)*3	Pb rad. (ppm)*3	Pb com. (pg)*4	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb *5	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb *6	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U *6	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U *6	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb *6	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb
57-1	Z	NM1	8	0,010	167	94	61	785	0,2630	0,45131	11,325	0,18199	2401	2550	2671
57-2	Z	M1	16	0,019	84	49	5,7	8576	0,2322	0,48288	12,264	0,18420	2540	2625	2691
57-3	Z	M3	13	0,015	85	49	9,9	3831	0,2210	0,47578	12,046	0,18363	2509	2608	2686
57-4	T	IF	50	0,536	103	67	2193	631	0,8079	0,38932	7,449	0,13878	2120	2167	2212
57-5	T	IF	30	0,346	141	97	1824	671	0,8369	0,40099	7,985	0,14443	2174	2229	2281
57-6	T	IF	15	0,204	151	108	1351	600	0,8683	0,40903	8,373	0,14847	2210	2272	2328
57-7	T	IF	20	0,254	162	111	1939	558	0,7945	0,40744	8,158	0,14522	2203	2249	2290

*1- Z=zircão, T=titanita.

*2- Propriedades magnéticas: NM/M, não magnético/magnético no ângulo indicado de inclinação do separador magnético FRANTZ, a 1,8A e 0° de inclinação lateral; IF, não magnético entre 1,0A e 1,8A com 10° de inclinação lateral.

*3- Concentrações são conhecidas com precisão de 2% para amostras pesando 0,4 mg, 10-20% para amostras abaixo de 0,020mg. Para amostras cujo peso está abaixo da sensibilidade da balança, 0,001mg, as concentrações listados são valores máximos.

*4- Pb comum total corrigido para o Pb comum do spike.

*5- Razão medida, corrigida apenas para o fracionamento.

*6- Razões corrigidas para o spike, fracionamento, branco e Pb comum inicial.

frações analisadas 33B-1, 33B-2 e 33B-3. A fração 33B-4 era composta por um único prisma, menos magnético que os anteriores e de cor vermelha, apenas levemente alterado.

A fração 33B-3 é concordante a 2.860 Ma, enquanto as frações 33B-1 e 33B-2 apresentam idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ semelhantes e são em torno de 11% discordantes (Tabela 7 e Figura 18). Uma discordância passando por estes três pontos forneceu um intercepto superior de $2.860 \pm 14/-10$ Ma, com probabilidade de ajuste de 23%. Esta idade do intercepto superior é controlada por uma análise concordante, o que faz com que seja bastante confiável. A fração 33B-4, mais pobre em U que as demais, apresentou idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2.922 Ma, 2,3% discordante.

Figura 18: Diagrama concórdia para o gnaiss migmatítico do Complexo Belo Horizonte (amostra N-33A) e mobilizado félsico (amostra N-33B). Legenda: z = zircão; t = titanita.

Os zircões das frações 33B-1, 33B-2 e 33B-3 eram euédricos, sem evidências claras de arredondamento causado por reabsorção metamórfica. Adicionalmente, o caráter colinear das análises sugere que as frações incluíam apenas zircões gerados em um único evento. Portanto, a interpretação mais confiável é que os zircões se cristalizaram durante o evento gerador do

mobilizado félsico, datando a migmatização em $2.860 \pm 14/-10$ Ma. Nota-se, também, que esta idade está na mesma faixa do intercepto superior da discórdia de titanitas. O zircão da fração 33B-4, com idade mínima de 2.922 Ma, deve ser um cristal herdado da rocha-fonte, no caso o Gnaiss Belo Horizonte.

Outra hipótese é que a idade de geração do mobilizado félsico seja dada pela análise de sua fração de titanita, concordante a 2.041 Ma (fração 33B-5). Neste caso, todos os zircões analisados seriam xenocristais. Esta alternativa é improvável, considerando que as titanitas do gnaiss, do mesmo afloramento, preservam Pb radiogênico mais antigo, enquanto a discórdia de zircão não registra o evento de 2.041 Ma. Esse comportamento do sistema isotópico U-Pb, nos dois minerais, é mais condizente com um retrabalhamento metamórfico, por volta de 2.041 Ma, em temperaturas não muito elevadas, insuficientes para promover a migmatização do gnaiss. Nos casos em que o metamorfismo é de mais alto grau, zircão e titanita tenderiam a se alinhar em uma discórdia única, entre a idade de cristalização e a do evento metamórfico (*e.g.* Tucker *et al.* 1987, Tucker & Krogh 1988). Entretanto, os processos de difusão do Pb em eventos metamórficos não são bem conhecidos (*e.g.* Heaman & Parrish 1991). O melhor argumento contrário à hipótese em discussão é geológico, ou seja, a migmatização do Gnaiss Belo Horizonte é, com grande probabilidade, anterior à intrusão dos granitos neoarqueanos da área estudada (seção 4.4.2.).

O padrão apresentado pelas análises de titanitas encontra paralelo em situações descritas na literatura, com destaque para o trabalho de Tucker *et al.* (1987). Neste, análises de titanitas de um terreno gnáissico na Noruega distribuem-se ao longo de uma discórdia definida por dois eventos geológicos maiores; um evento magmático e metamórfico *ca.* 1.652 Ma e um evento metamórfico, de grau médio a alto, *ca.* 396 Ma. Os autores observaram que, quanto maior o grau metamórfico do segundo evento, maior era a discordância em relação ao intercepto superior. Esta situação definiria um comportamento "ideal" para o sistema isotópico da titanita, quando submetida a um evento metamórfico. Entretanto, o *resetting* durante o metamorfismo pode ser influenciado por condições muito localizadas, como conteúdo em U, presença de fluidos e reações de recristalização (Nunn *et al.* 1990).

Em conclusão, a melhor interpretação é que as titanitas foram geradas, ou sofreram *resetting*, durante o evento metamórfico principal do Arqueano, *ca.* $2.860 \pm 14/-10$ Ma. Este fato é corroborado pela discórdia obtida para as titanitas (Figura 18), apontando para um intercepto superior de $2.874 \pm 81/-77$ Ma. Por volta de 2.041 ± 5 Ma, um novo evento metamórfico causou severa perda de Pb radiogênico, podendo inclusive ter provocado a cristalização de novas titanitas (no caso a fração 33B-5, que é concordante). Considerando que a temperatura de bloqueio para a titanita é estimada em torno de 500 °C (Mattinson 1978), e como as titanitas são

mais de 80% discordantes em relação ao intercepto superior, a temperatura atingida por esse evento deve ter sido dessa ordem, condizente com a fácies anfibolito.

Conforme referido anteriormente, a discórdia de zircão não mostra o efeito do evento de 2.041 ± 5 Ma. O intercepto inferior aponta para 635 Ma, com erros muito grandes, visto os pontos situarem-se próximos do intercepto superior. A idade de 635 Ma coloca-se na faixa de idades atribuídas ao Evento Brasileiro, cuja ação termal teve baixa magnitude na área do Complexo Belo Horizonte, não chegando a ser registrada pelo sistema isotópico K-Ar de biotitas (seção 4.4.4.). É possível que, ao contrário de registrar um evento singular de perturbação do sistema isotópico *ca.* 635 Ma, o intercepto inferior resulte do efeito integrado de múltiplos eventos de perda de Pb. Esta interpretação baseia-se em discussão sobre o significado dos interceptos inferiores para discórdias do Cinturão Abitibi, por Corfu (1993).

O trabalho de Davis *et al.* (1989) constitui uma boa ilustração desta problemática acerca do valor geológico do intercepto inferior em discórdias de zircão. As análises de zircões de uma rocha vulcânica e outra subvulcânica, oriundas de uma sequência *greenstone belt* da Província Superior (Canadá), definiram duas discórdias com intercepto superior igual em 2.728 Ma, interpretado como idade de cristalização. Entretanto, apesar de os dois corpos rochosos estarem em contato, o intercepto inferior de cada uma das discórdias era muito diferente. As idades dos interceptos inferiores, 794 e 293 Ma, não eram correlacionáveis a evento geológico conhecido para a região. Davis *et al.* (1989) concluíram que os processos de perda de Pb no zircão podem, em certos casos, depender muito mais das propriedades locais da rocha que da história geológica regional.

4.4.1.2. Determinações Rb-Sr:

Procedeu-se a uma análise Rb-Sr do mesmo gnaiss migmatítico estudado pelo método U-Pb (amostra N-33). As amostras coletadas incluíram porções de paleossoma, mesossoma e neossoma. Obteve-se uma isócrona Rb-Sr de cinco pontos, com idade de 2.619 ± 65 Ma. A razão inicial é de $0,70265 \pm 0,00088$ e o MSWD igual a 1,58 (Tabela 8 e Figura 19). No diagrama isocrônico (Figura 19), as amostras 33-1 e 33-4 são de porções mais máficas e as amostras 33-5, 33-6 e 33-9 são de porções bandadas ou mais homogêneas do gnaiss. O bom alinhamento indica uma re-homogeneização completa do sistema isotópico Rb-Sr em evento posterior ao episódio de migmatização (datado em $2.860 \pm 14/-10$ Ma).

Existe outra isócrona para gnaisses do Complexo Belo Horizonte, região de Contagem-Betim, com idade de 2.630 ± 166 Ma, $R_i = 0,7014 \pm 0,0014$ e MSWD=3,53 (Teixeira *et al.* 1994).

As idades isocrônicas, por volta de 2.700-2.600 Ma, marcam a re-homogeneização isotópica principal do Gnaiss Belo Horizonte em termos do sistema Rb-Sr. Duas hipóteses podem ser levantadas para explicar este processo. Na primeira, os gnaisses migmatizados *ca.* 2.860 Ma permaneceram em níveis crustais profundos por mais 100-200 Ma, até que as temperaturas diminuíssem a ponto de cessar a difusão isotópica do Sr. A outra alternativa é que a intrusão de granitóides do Neoarqueano, com idades igualmente no período 2.700-2.600 Ma (Machado *et al.* 1992, Machado & Carneiro 1992 e seção 4.4.2. deste trabalho), tenha sido responsável pelo re-equilíbrio do sistema Rb-Sr do Gnaiss Belo Horizonte.

As baixas razões iniciais para o Gnaiss Belo Horizonte, entre 0,701 e 0,703, são indicativas de um protólito com baixas razões Rb/Sr. Desta forma, a migmatização do gnaiss (*ca.* 2860 Ma) não implicou em enriquecimento substancial da assinatura de Sr radiogênico.

Tabela 8: Dados isotópicos Rb-Sr em rocha total para o Gnaiss Belo Horizonte, amostra N-33.

Nº Amostra	Nº Lab. CPGeo	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
33-1	11877	148,0	662,0	$0,6480 \pm 0,0180$	$0,727270 \pm 0,000070$
33-4	11878	134,0	631,7	$0,6150 \pm 0,0170$	$0,725870 \pm 0,000080$
33-5	11879	168,6	219,5	$2,2400 \pm 0,0630$	$0,785860 \pm 0,000110$
33-6	11880	156,4	241,3	$1,8890 \pm 0,0530$	$0,777710 \pm 0,000160$
33-9	11882	170,3	232,6	$2,1320 \pm 0,0600$	$0,780890 \pm 0,000090$

Figura 19: Diagrama isocrônico Rb-Sr em rocha total para o Gnaiss Belo Horizonte, Pedreira do Bairro Tupi (amostra N-33).

4.4.2. Granito Santa Luzia (amostra N-57)

Para este corpo foi realizada apenas datação pelo método U-Pb. A rocha apresentava prismas grandes de zircão, sem núcleo visível e sempre com alguma alteração esbranquiçada. Possuía também fragmentos límpidos, cor rosa homogênea, nos quais podiam-se observar restos de arestas bem definidas. Optou-se pela seleção desses fragmentos. A amostra 57-1 provinha da fração NM1 do "Frantz Final" e continha 9 fragmentos. A amostra 57-2, da fração M1, continha 16 fragmentos e a amostra 57-3, da fração M3, 15 fragmentos. Os três pontos definem uma discórdia com intercepto superior a $2.712 \pm 5/-4$ Ma e probabilidade de ajuste de 56% (Tabela 7, Figura 20). As frações 57-1, 57-2 e 57-3 apresentam uma discordância de, respectivamente, 17%, 9% e 11%. O pequeno tamanho dos fragmentos individuais permitiu apenas uma abrasão rápida (4h), o que explica a discordância elevada das análises. Como se pode observar, a amostra proveniente da fração menos magnética (57-1) é a mais discordante, ao contrário do esperado.

A similaridade entre as idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ das frações analisadas sugere a cogeneticidade dos grãos. Desta forma, a idade $2.712 \pm 5/-4$ Ma é interpretada como a de cristalização do granito. O intercepto inferior da discórdia, com 596 Ma, reproduz a mesma situação observada para o Gnaiss Belo Horizonte, sendo válidas as considerações feitas naquele caso (seção 4.4.1.1.).

A fração 1,0A do "Frantz Inicial" continha titanita marrom, sendo separadas quatro amostras, que sofreram abrasão por períodos diferentes de tempo a pressão de 2psi: 57-4 (1h), 57-5 (6h), 57-6 e 57-7 (10h). Todos os dados são discordantes, com idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ variando entre 2.212 Ma e 2.328 Ma (Tabela 7, Figura 20). As idades mínimas posicionam-se entre o evento arqueano de cristalização do corpo ($2.712 \pm 5/-4$ Ma) e o evento metamórfico transamazônico (2.041 ± 5 Ma).

A situação das análises de titanita do Granito Santa Luzia possui semelhança com o encontrado para as titanitas do Gnaiss Belo Horizonte (Figura 18). Entretanto, as frações não se alinham em uma discórdia. Ao se traçar uma discórdia entre 2.712 e 2.041 Ma, constata-se que as titanitas posicionam-se abaixo desta (Figura 20). Isto poderia ser explicado por algum processo de perda de Pb por difusão a baixa temperatura, ocorrendo após o último evento metamórfico importante (*ca.* 2.041 Ma). Corfu (1988) descreve situações onde titanitas tiveram seu sistema isotópico afetado por processos hidrotermais, cuja atuação estendeu-se por longos períodos após o pico metamórfico.

Os dados sugerem que as titanitas foram geradas durante a cristalização do corpo granítico, no Neoarqueano. Uma evidência indireta a favor desta hipótese é dada pelas razões Th/U elevadas, conforme pode ser deduzido pelas razões $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (Tabela 7). Valores dessa magnitude são mais típicos das titanitas magmáticas (*e.g.* Davis & Jackson 1988). O metamorfismo transamazônico ocasionou severa perda de Pb nas titanitas, enquanto perturbações

posteriores do sistema isotópico provocaram perdas secundárias, responsáveis pelo não alinhamento das frações analisadas. Evidências da atuação de processos pós-transamazônicos são também fornecidas por determinações Rb-Sr e K-Ar, no âmbito do Complexo Belo Horizonte, como se verá nas seções seguintes.

Figura 20: Diagrama concórdia para o Granito Santa Luzia (amostra N-57). Legenda: z = zircão; t = titanita.

4.4.3. Granito General Carneiro (amostra N-41)

Os zircões desta rocha eram muito pequenos e apresentavam-se fortemente alterados, impossibilitando a realização de análise U-Pb. Optou-se por efetuar uma datação Rb-Sr em afloramento. Foi obtida uma errócrona com nove pontos e idade de $1.740 \pm 53 \text{ Ma}$ (MSWD=13,4). A razão inicial é muito elevada, igual a $0,78493 \pm 0,00410$ (Tabela 9, Figura 21), indicando tratar-se de re-homogeneização de material crustal.

Existem evidências geológicas de que o Granito General Carneiro seja, aproximadamente, contemporâneo ao Granito Santa Luzia, posicionando-o no Neoarqueano. Desta forma, espera-se que tenha sido afetado pelo Evento Transamazônico (ca. 2.041 Ma). A idade Rb-Sr de 1.740 ± 53 Ma deve refletir um reequilíbrio isotópico, incompleto e tardio, do sistema Rb-Sr, em época pós-transamazônica. Carneiro & Teixeira (1992) constataram fato semelhante no Complexo Bonfim, que atribuíram a processos de circulação de fluidos propiciado pela retomada tectônica de zonas de cisalhamento préteritas. O sistema isotópico U-Pb, nas titanitas do Granito Santa Luzia, mostra igualmente evidências de perturbações em época pós-transamazônica.

Tabela 9: Dados isotópicos Rb/Sr em rocha total para o Granito General Carneiro, amostra N-41.

Nº Amostra	Nº Lab. CPGeo	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
41B	11909	242,3	103,8	$6.9130 \pm 0,1910$	$0.944320 \pm 0,000130$
41C	11910	249,1	116,7	$6,3350 \pm 0,1750$	$0,965460 \pm 0,000160$
41E	11911	264,6	109,0	$7,2050 \pm 0,1990$	$0,966820 \pm 0,000150$
41F	11912	299,0	105,0	$8,4630 \pm 0,2330$	$0,980780 \pm 0,000110$
41I	11913	226,8	83,0	$8,1150 \pm 0,2240$	$0,973260 \pm 0,000070$
41N	11914	266,9	135,1	$5,8500 \pm 0,1620$	$0,942530 \pm 0,000060$
41O	11915	189,6	110,4	$5,0600 \pm 0,1410$	$0,891140 \pm 0,000060$
41L	11916	178,5	165,0	$3,1810 \pm 0,0890$	$0,868390 \pm 0,000060$
41K	11917	202,5	136,4	$4,3780 \pm 0,1210$	$0,898730 \pm 0,000100$

Figura 21: Diagrama isocrônico Rb-Sr em rocha total para o Granito General Carneiro (amostra N-41).

4.4.4. Determinações K-Ar para o Complexo Belo Horizonte

As primeiras determinações geocronológicas em rochas do Complexo Belo Horizonte, pelo método K-Ar, são devidas a Herz *et al.* (1961). Foram analisadas duas amostras dos gnaisses, uma da Pedreira Prado Lopes e outra de uma pedreira da zona oeste de Belo Horizonte. Para a primeira obteve-se a idade K-Ar em biotita de 1.360 Ma, enquanto a segunda forneceu idade K-Ar em moscovita de 595 Ma.

Um conjunto de análises K-Ar, para o Complexo Belo Horizonte e regiões a leste deste, foram realizadas por W. Teixeira (com. escrita) e encontram-se apresentadas na tabela 10. As amostras 1119/471, 1119/473 e 1119/474 provêm de gnaisses da região de Betim-Contagem, as amostras CAE/RG-2E/D e CAE/RG-05 de gnaisses milonitizados do Complexo Caeté e a amostra W-MP de um anfibolito, coletado na Mina do Pari (a leste do Quadrilátero Ferrífero). No presente estudo foram feitas determinações em biotitas de um pegmatito cortando o Gnaiss Belo Horizonte (amostra N-33G) e do Granito General Carneiro (amostra N-41L). A localização destas amostras encontra-se na figura 17.

Tabela 10: Dados isotópicos K-Ar para o Complexo Belo Horizonte, Complexo Caeté e região leste do Quadrilátero Ferrífero.

Nº Amostra	Nº Lab. CPGeo	Rocha/ Mineral b=bio,m=mosc	K (%)	⁴⁰ Ar atm (%)	⁴⁰ Ar rad. (10 ⁻⁶ ccSTP/g)	Idade (Ma)
1119/471*	5816	gnaisse(b)	6,11	6,97	609,71	1.597±38
1119/473*	5819	gnaisse(b)	6,37	1,47	618,32	1.568±32
1119/474*	5824	gnaisse(b)	5,38	3,98	340,88	1.161±27
N-33G	7280	pegmatito(b)	1,70	2,11	202,78	1.798±96
N-41L	7279	granito(b)	3,63	5,11	189,77	1.007±35
CAE/RG-2E/D*	6596	gnaisse(m)	6,88	4,06	273,63	812±22
CAE/RG-D5*	6599	gnaisse(b)	7,37	10,13	170,00	514±7
W-MP*	5826	anfibolito(b)	6,85	2,22	151,24	494±12

* W. Teixeira, com. escrita.

Considerando que o pico termal do Evento Transamazônico, na área do Complexo Belo Horizonte, ocorreu por volta de 2.041±5 Ma, idades K-Ar em biotita da ordem de 1.800 Ma poderiam marcar o resfriamento final deste evento. Entretanto, com excessão de uma das

determinações, todas as demais registram rejuvenescimentos posteriores do sistema isotópico K-Ar. A ampla distribuição dessas idades de biotita (1.600-1.100 Ma) poderia caracteriza-las como idades mistas, resultantes de processos de abertura parcial do sistema isotópico K-Ar, em eventos do Ciclo Espinhaço e/ou Brasileiro. A leste do Complexo Belo Horizonte, verifica-se a tendência de rejuvenescimento total durante o Evento Brasileiro.

4.5. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

O arcabouço geológico do Complexo Belo Horizonte é constituído por rochas gnáissicas do tipo TTG (Gnaiss Belo Horizonte), que sofreram importante evento de migmatização em $2.860 \pm 14/-10$ Ma. A assinatura geoquímica do Gnaiss Belo Horizonte sugere que estas rochas representem a crosta arqueana juvenil. A idade do evento magmático que gerou o Gnaiss Belo Horizonte é desconhecida, mas um zircão herdado de um mobilizado migmatítico possuía idade mínima de 2.922 Ma.

A migmatização a $2.860 \pm 14/-10$ Ma associa-se a um evento de deformação intensa do Gnaiss Belo Horizonte, com desenvolvimento da foliação principal, orientada preferencialmente segundo N-S, e dobramento apertado de baixo ângulo.

O Complexo Belo Horizonte foi afetado por um evento de granitogênese no Neoarqueano, representado pela intrusão do Granito Santa Luzia, em $2.712 \pm 5/-4$ Ma. Evidências indiretas indicam que o Granito General Carneiro posicionou-se nessa mesma época. Igualmente contemporânea foi a intrusão do Granodiorito Ibirité, datado por U-Pb (zircão) em 2.698 ± 18 Ma (Chemale Jr. *et al.* 1993).

Os granitos Santa Luzia e General Carneiro são corpos de derivação crustal, possivelmente originados da fusão da crosta TTG. Para o Granito General Carneiro, as altas razões Rb/Sr e razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ muito elevada sugerem também a contribuição de material supracrustal. O granito é intrusivo em uma faixa vulcano-sedimentar encravada no Complexo Belo Horizonte.

O evento de intrusão dos plutonitos neoarqueanos associa-se a uma re-homogeneização isotópica regional do sistema Rb-Sr no Gnaiss Belo Horizonte, conforme demonstrado por duas idades isocrônicas no intervalo 2.700-2.600 Ma. Os plutonitos exibem foliação bem desenvolvida, parcialmente transposta por zonas de cisalhamento associadas à deformação do

Supergrupo Minas. As evidências estruturais e o registro isotópico Rb-Sr indicam que o Complexo Belo Horizonte foi afetado por um novo evento de deformação, possivelmente em sincronia com o plutonismo granitóide.

No Paleoproterozóico, o Complexo Belo Horizonte foi afetado de forma significativa pelo Evento Transamazônico, registrado pelo sistema isotópico U-Pb nas titanitas do Gnaiss Belo Horizonte e mobilizado migmatítico. As análises de titanita definiram a idade de 2.041 ± 5 Ma para o pico metamórfico do Evento Transamazônico. Uma idade K-Ar em biotita de um veio pegmatítico, de 1.797 ± 95 Ma, poderia marcar o resfriamento final desse evento.

O processo de retrabalhamento do Complexo Belo Horizonte, durante o Evento Transamazônico, deve estar relacionado à deformação principal do Supergrupo Minas.

Análises Rb-Sr em amostras do Granito General Carneiro forneceram uma errócrona de 1.740 ± 53 Ma. O processo de abertura da Bacia Espinhaço iniciou-se nessa mesma época (*e.g.* Machado *et al.* 1989b, Almeida-Abreu 1993). É provável que o processo extensional tenha provocado a reativação de zonas de cisalhamento pretéritas, como as que cortam o Granito General Carneiro, re-equilibrando parcialmente o sistema isotópico Rb-Sr deste corpo. A presença de diques máficos a noroeste do Complexo Belo Horizonte, com idades K-Ar em torno de 1.700 Ma (Teixeira *et al.* 1988), reforça a hipótese de reativações da crosta no início do Ciclo Espinhaço, na região estudada.

As demais idades K-Ar (biotita) para o Complexo Belo Horizonte variam entre 1.600 e 1.100 Ma. Estas idades devem refletir eventos ligados à evolução do Ciclo Espinhaço e/ou desequilíbrios isotópicos causados pelo efeito termal do Evento Brasileiro. De qualquer forma, fica bem evidenciada a baixa magnitude desse último evento no domínio do Complexo Belo Horizonte.

5. PLUTONITOS GRANITÓIDES (E PEGMATITOS) DO ARQUEANO TARDIO E PROTEROZÓICO

5.1. INTRODUÇÃO

Corpos intrusivos de caráter granitóide são comuns no âmbito dos complexos metamórficos do Quadrilátero Ferrífero (*e.g.* Carneiro 1992). Entretanto, nenhum desses corpos mostra relações intrusivas claras com as unidades maiores de rochas supracrustais, como os supergrupos Rio das Velhas e Minas. Contatos diretos são sempre de natureza tectônica. Uma exceção a esta regra foi descrita na Serra do Curral, limite setentrional do Quadrilátero Ferrífero, onde um pequeno *plug* granítico ocorre circunscrito em rochas do Grupo Sabará (Pomerene 1964). Este corpo foi selecionado para estudo geocronológico, juntamente com outro corpo muito semelhante encontrado a norte, já no domínio do Complexo Belo Horizonte.

Outros dois corpos granitóides selecionados provêm da região meridional do Quadrilátero Ferrífero. Um deles exhibe relações claramente intrusivas com o pacote vulcano-sedimentar que se estende a sul da Falha do Engenho (limite meridional do Quadrilátero Ferrífero), pacote este que é correlacionável ao Supergrupo Rio das Velhas (*e.g.* Grossi Sad *et al.* 1983). Foi também amostrado um veio quartzo-feldspático (com monazita) intrusivo nessa unidade, no domínio da Falha do Engenho. O segundo corpo granitóide está em contato tectônico com a unidade basal do Supergrupo Minas (Formação Moeda). No mesmo local, os quartzitos da Formação Moeda são injetados por pegmatitos (Guild 1957), que foram amostrados para determinação geocronológica.

5.2. GRANITO MORRO DA PEDRA E GRANITO CÓRREGO DO BRUMADO (REGIÃO SETENTRIONAL DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO)

5.2.1. Aspectos Geológicos

Estes corpos apresentam dimensões reduzidas e foliação incipiente. Sua localização é mostrada na figura 6 (seção 4.2) O Granito Morro da Pedra (Pomerene 1964, Herz 1970) possui dimensões aflorantes da ordem de poucas centenas de metros. Trata-se de granito leucocrático, de granulação média, praticamente não foliado. Ocorre circunscrito em xistos do Grupo Sabará, mas as relações de contato não estão expostas. Pomerene (1964) descreveu uma elevação do grau metamórfico nos xistos encaixantes, atribuindo caráter intrusivo ao Granito Morro da Pedra. A deformação muito incipiente registrada pelo corpo também favorece essa interpretação.

O Granito Córrego do Brumado posiciona-se no contato entre os gnaisses e uma das faixas de supracrustais do Complexo Belo Horizonte. Apresenta cor cinza-clara, granulação média a grossa, com dimensões aflorantes de, aproximadamente, 200 m. Está mais deformado que o Granito Morro da Pedra, chegando a desenvolver foliação.

5.2.2. Petroquímica

O Granito Morro da Pedra apresenta textura equigranular hipidiomórfica, exibindo proporções semelhantes de plagioclásio e K-feldspato. O primeiro encontra-se bastante saussuritizado. O K-feldspato (microclina e ortoclásio) é quase sempre pertítico. O mineral máfico é biotita, bastante subordinada e, em parte, transformada para mica branca. Petrograficamente, o Granito Córrego do Brumado difere pouco, salvo pela maior proporção de K-feldspato em relação ao plagioclásio. Este encontra-se menos alterado e exhibe grãos zonados, enquanto o K-feldspato pode formar cristais maiores ricos em inclusões. A deformação, nos dois corpos, é pouco pronunciada, manifestando-se por feições como microfraturamento do feldspato e poligonização do quartzo.

Em termos de composição química (Tabela 11), o Granito Morro da Pedra é mais potássico, com razões K_2O/Na_2O em torno de 1,5. O Granito Córrego do Brumado tem conteúdo em Na_2O mais elevado e apresenta razão K_2O/Na_2O igual a 1. Ambos os corpos são peraluminosos. O Granito Morro da Pedra é mais enriquecido em ETR, mas as curvas normalizadas de distribuição desses elementos são, marcadamente, semelhantes para os dois plutonitos. São caracterizadas por um extremo empobrecimento em ETRP em relação às ETRL (Figura 22a). A anomalia negativa de Eu é menos acentuada no Granito Córrego do Brumado ($Eu_N/Eu^*=0,521$) que no Granito Morro da Pedra ($Eu_N/Eu^*=0,367$).

Tabela 11: Composições químicas do Granito Morro da Pedra (1 e 2) e Granito Córrego do Brumado (3)

Número Amostra	1 N-34	2* Ha-15	3 N-04
SiO ₂	72.1	72.8	72.8
TiO ₂	0.28	0.24	0.14
Al ₂ O ₃	14.8	14.2	14.5
Fe ₂ O ₃	0.97	0.70	0.50
FeO	0.84	1.00	0.37
MnO	0.05	0.06	0.01
MgO	0.25	0.25	0.24
CaO	1.0	1.1	0.8
Na ₂ O	3.7	3.4	4.6
K ₂ O	5.2	5.2	4.5
P ₂ O ₅	0.06	0.06	0.03
H ₂ O ⁺	0.43	0.59	
CO ₂	0.25	0.23	
F	720	-	-
S	<50	-	-
Cl	66	-	-
Cr	<20	2	-
Ni	<20	9	-
Co	<5	3	<2
Sc	<5	36	-
V	64	8	<10
Li	57	-	-
Cu	53	1	<5
Pb	49	37	85
Zn	64	-	27
Rb	360	-	-
Ba	610	1300	1059
Sr	120	170	930
Nb	16	25	-
Zr	250	220	-
Y	19	-	6
La	108.1		41.1
Ce	204.1		64.8
Nd	56.09		24.3
Sm	8.99		4.1
Eu	0.799		0.61
Gd	3.413		2.8
Dy	2.025		1.4
Ho	0.363		0.18
Er	0.785		0.44
Yb	0.388		0.32
Lu	0.061		0.04
La _n /Lu _n	183.951		106.657
La _n /Sm _n	7.571		6.311
Eu _n /Eu*	0.367		0.521
Eu _n /Sm _n	0.2359		0.3949
Gd _n /Lu _n	6.952		8.696
ETRL/ETRP	53.74		26.04

* extraído de HERZ, 1970

O Gnaiss Belo Horizonte é enriquecido em ETRP em relação aos granitos Morro da Pedra e Córrego do Brumado (Figura 22b), sendo improvável que estes tenham derivado de um processo de fusão parcial do gnaiss. Por outro lado, as curvas de ETR dos granitos assemelham-se à curva média dos granitóides gerados por fusão de sedimentos (*e.g.* Grossi Sad & Dutra 1989). A nível especulativo, em especial no caso do Granito Morro da Pedra, este poderia ter sido gerado pela fusão da própria pilha sedimentar do Grupo Sabará.

Figura 22: (a) *Curvas de Etr, normalizadas para condritos (valores de normalização de Jensen et al. 1978) para o Granito Morro da Pedra (xis) e Granito Córrego do Brumado (círculos).* (b) *Diagrama comparativo das curvas de ETR para os granitos Morro da Pedra e Córrego do Brumado (linha cheia) e a curva média para o Gnaiss Belo Horizonte (linha tracejada).*

5.2.3. Geocronologia

5.2.3.1. Determinações U-Pb:

O Granito Morro da Pedra (amostra N-34) continha unicamente zircões alterados, muito magnéticos, retidos nas frações 0,5A magnética e não magnética do "Frantz Inicial". Nos grãos da fração não magnética foi possível observar porções frescas por sob a capa de alteração.

Alguns destes foram selecionados e atacados por HF diluído. Ao microscópio, observa-se que a porção alterada dissolve-se rapidamente, partindo-se o grão em vários fragmentos. Estes fragmentos foram então levados à abrasão. Após a abrasão, resultaram grãos de cor rosa e outros incolores. Uma das frações para análise (34-1) era composta por dois grãos maiores (75 a 100 μm) de cor rosa, sem zonamento visível e livres de fraturas ou inclusões. A outra fração continha cinco grãos, dois incolores e três mostrando porções incolores e rosa.

A fração 34-1 possui idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2.682 Ma, 3,2 % discordante. O erro é elevado devido ao alto Pb comum (303pg). A fração 34-2 apresenta idade mínima de 2.770 Ma, 10% discordante (Tabela 12, Figura 23). Como já havia sido previsto, devido à presença de fragmentos de cor diversa, esta fração possuía população mista, resultando, no caso, na idade mais antiga.

Os resultados obtidos não são conclusivos quanto à idade do plutonito. Ainda que os zircões sejam de idade arqueana, a população analisada continha grãos com diferentes idades de geração. Desta forma, parte ou toda a população era, necessariamente, constituída por zircões herdados.

Figura 23: Diagrama concórdia exibindo os dados obtidos para o Granito Morro da Pedra (amostra N-34) e Granito Córrego do Brumado (amostra N-4).

Legenda: z = zircão; m = monazita.

Tabela 12: Resultados analíticos U-Pb para os granitos Morro da Pedra e Córrego do Brumado

Amostra					Concentrações			Razões Isotópicas					Idades (Ma)		
Nº da amostra	Min. *1	Prop. mag. *2	Nº de grãos	Peso (mg)	Urânio (ppm)*3	Pb rad. (ppm)*3	Pb com. (pg)*4	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb *5	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb *6	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U *6	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U *6	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb *6	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb
<i>Granito Morro da Pedra (amostra N-34)</i>															
34-1	Z	IF	2	0,007	130	82	303	108	0,2722	0,49949	12,617	0,18320	2612	2651	2682
34-2	Z	IF	5	0,007	143	85	104	307	0,2325	0,48374	12,889	0,19325	2544	2672	2770
<i>Granito Córrego do Brumado (amostra N-04)</i>															
90-04	M	IF	4	0,009	3241	7489	763	888	6,2167	0,36331	6,319	0,12614	1998	2021	2045

*1- Z=zircão, M=monazita.

*2- Propriedades magnéticas: NM/M, não magnético/magnético no ângulo indicado de inclinação do separador magnético FRANTZ, a 1,8A e 0° de inclinação lateral; IF, não magnético entre 1,0A e 1,8A com 10° de inclinação lateral.

*3- Concentrações são conhecidas com precisão de 2% para amostras pesando 0,4 mg, 10-20% para amostras abaixo de 0,020mg. Para amostras cujo peso está abaixo da sensibilidade da balança, 0,001mg, as concentrações listadas são valores máximos.

*4- Pb comum total corrigido para o Pb comum do spike.

*5- Razão medida, corrigida apenas para o fracionamento.

*6- Razões corrigidas para o spike, fracionamento, branco e Pb comum inicial.

O Granito Córrego do Brumado (amostra N-4) apresentava zircões em prismas grandes, muito alterados, ou prismas límpidos mas muito pequenos, pouco adequados para a análise U-Pb. Da fração 1,7A do "Frantz Inicial" foram separados quatro grãos de monazita, pequenos, dois deles inclusos em cristais de apatita. Estes últimos foram liberados durante a abrasão. A análise da fração de monazita forneceu uma idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2.045 Ma, 2,3% discordante (Tabela 11, Figura 23).

A monazita é um mineral bastante adequado para datar cristalização de corpos ígneos. Sua temperatura de bloqueio para a difusão do Pb foi estimada em $725 \pm 25^\circ\text{C}$ (Copeland *et al.* 1988), situando-se na faixa das temperaturas médias das fusões graníticas. Portanto, a ocorrência de monazita restítica (com Pb herdado) é muito mais rara que de zircão, cuja temperatura de bloqueio é mais elevada (Parrish 1990). Já o *resetting* ou crescimento de monazita durante o metamorfismo é, geralmente, associado a eventos de alto grau (*e.g.* Heaman & Parrish 1991, Childe *et al.* 1993), ainda que evidências de perturbação do sistema isotópico em eventos de baixa temperatura tenham sido relatados (*e.g.* Corfu 1987, 1988).

O Granito Córrego do Brumado encontra-se muito pouco deformado, inclusive preservando parcialmente a textura ígnea original. Desta forma, a idade de monazita deve datar a sua cristalização, em torno de 2.045 Ma.

5.2.3.2. Determinações Pb-Pb

Foi separada uma fração de K-feldspato do Granito Morro da Pedra para análises Pb-Pb em lixiviado e resíduo, segundo o procedimento descrito na seção 2.3. A fração de K-feldspato foi submetida a um processo duplo de lixiviação, inicialmente por HCl 6N (lixiviado L_1) e, em seguida, por HF+HBr (lixiviado L_2). As razões isotópicas obtidas para os dois lixiviados e o resíduo são apresentadas na tabela 13. O lixiviado L_1 apresenta razões isotópicas bem mais elevadas que L_2 , o qual, por sua vez, exibe razões semelhantes às do resíduo (R). Isto demonstra que a primeira lixiviação removeu quase todo o Pb radiogênico. Como as razões isotópicas do lixiviado L_2 são algo maiores que as do resíduo, certa quantidade de Pb radiogênico deve ter sido removida na segunda lixiviação, visto ser a capacidade de dissolução de HF+HBr mais efetiva que a do HCl.

O urânio, na maioria dos casos, está praticamente ausente no K-feldspato, de forma que o Pb contido neste mineral é muito pouco radiogênico. Comparando-se as razões isotópicas obtidas neste estudo com 48 análises de resíduo e lixiviado de K-feldspato, apresentadas por Corfu (1988) e Carignan *et al.* (1993b), em apenas um dos casos o lixiviado era tão radiogênico quanto

o da amostra do Granito Morro da Pedra. Os valores elevados para o lixiviado L_1 podem ser devidos a várias causas, dentre elas a presença de inclusões de minerais com razões U/Pb elevadas. De fato, o estudo em lâmina delgada revelou que o K-feldspato apresentava inclusões de apatita e allanita. Outra possível razão estaria na natureza peritítica do K-feldspato do Granito Morro da Pedra. Housh & Bowring (1991) demonstraram que as lamelas de exsolução de albita constituem reservatórios de Pb radiogênico dentro do K-feldspato.

Tabela 13: Razões isotópicas do Pb para o K-feldspato do Granito Morro da Pedra.

Fração	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$
L_1	28,724	17,022	52,551
L_2	16,342	15,314	36,609
R	15,616	15,167	35,651

Nota: L_1 =1ª lixiviação por HCl 6N; L_2 =2ª lixiviação por HF+HBr; R=resíduo.

Figura 24: Diagrama isocrônico Pb-Pb para o Granito Morro da Pedra.

Legenda: ver tabela 13.

A regressão pelas três análises obtidas forneceu uma idade de 2.227 ± 449 Ma, com MSWD de 9,67 (Figura 24). Esta pode ser considerada como uma idade mínima para a cristalização do Granito Morro da Pedra. Os valores de μ , avaliados dentro de uma evolução em múltiplos estágios, resultaram muito elevados, indicando a origem crustal do corpo.

5.2.4. Discussão dos resultados

O Granito Morro da Pedra apresenta um perfil de ETR muito distinto daqueles dos granitos neoarqueanos do Complexo Belo Horizonte (seção 4.3.2., figura 14a), mas similar ao do Granito Córrego do Brumado. Outro fator que o distingue dos granitos arqueanos é a deformação incipiente. Também nisto o Granito Morro da Pedra assemelha-se ao Granito Córrego do Brumado, reforçando a hipótese de contemporaneidade dos dois corpos. Nesse caso, os zircões arqueanos do Granito Morro da Pedra seriam todos xenocristais.

A idade provável de intrusão do Granito Córrego do Brumado, *ca.* 2.045 Ma, coincide com o pico metamórfico do Evento Transamazônico, registrado pelas titanitas do Gnaiss Belo Horizonte. Aventa-se a hipótese de o Granito Morro da Pedra ter-se originado, durante esse evento, por processo de fusão da pilha sedimentar do Grupo Sabará. Marschak *et al.* (1992) já haviam demonstrado que o metamorfismo desta unidade atingiu níveis de anatexia, com a geração de pequenas lentes granitóides.

5.3. GRANITÓIDES E PEGMATITOS DA REGIÃO MERIDIONAL DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO

5.3.1. Aspectos geológicos

A estruturação da região sul do Quadrilátero Ferrífero é condicionada pela Falha do Engenho. Esta mega-sutura orienta-se em torno de E-W até paralelizar-se com o falhamento da borda ocidental do Sinclinal Moeda (Falha de Moeda), assumindo então rumo SW. O conjunto formado pelas falhas do Engenho e Moeda define os limites de três terrenos geológicos distintos (Figura 25). A norte, o Quadrilátero Ferrífero propriamente dito, com o Supergrupo Minas e seu embasamento granito-*greenstone*. A sul, ocorrem as faixas tipo *greenstone belt* de Conselheiro

Lafaiete, injetadas por plutonitos de composição tonalítica predominante (Distrito Manganífero de Conselheiro Lafaiete). A oeste, estende-se um terreno gnássico semelhante aos outros complexos arqueanos da região, como os de Bonfim e Belo Horizonte.

Os dois últimos terrenos foram alvo de estudos geocronológicos. Uma descrição mais detalhada das áreas investigadas é apresentada nas próximas seções.

Figura 25: Mapa geológico da região meridional do Quadrilátero Ferrífero (modificado de Grossi Sad et al. 1983)

Legenda: 1 - Complexo gnássico arqueano; 2 - Granito Salto do Paraopeba; 3 - Grupo Nova Lima (ultramáficas em preto); 4 - Supergrupo Minas; 5 - Batólito Alto Maranhão; 6 - Tonalito de Congonhas; 7 - Migmatitos; 8 - acamamento; 9 - foliação principal. Localidades: CL - Conselheiro Lafaiete; C - Congonhas do Campo; AM - Alto Maranhão; J - Jeceaba; S - Salto do Paraopeba. (N-22 - amostragem para geocronologia)

5.3.1.1. Região de Salto do Paraopeba

Salto do Paraopeba designa uma queda d'água que se segue ao fundo vale entalhado pelo Rio Paraopeba, ao cortar a extremidade sudoeste da Serra da Moeda. A serra é a expressão topográfica do Supergrupo Minas, que forma uma faixa estreita, com cerca de 1,5km de largura, orientada segundo NE-SW. Suas rochas mergulham entre 50° e 60° para SE.

Uma seção estratigráfica detalhada dos grupos Caraça e Itabira (Supergrupo Minas) nesta área foi apresentada por Guild (1957). Os quartzitos da Formação Moeda possuem espessura em torno de 100m, seguidos pelos filitos da Formação Batatal, com 35m de espessura. O Grupo Itabira é constituído, essencialmente, por itabiritos com intercalações dolomíticas, alcançando 175m de espessura. A unidade superior, Grupo Piracicaba, encontra-se mal exposta. É composta por filitos sericíticos com intercalações de quartzitos, frequentemente ferruginosos, além de lentes de dolomito. Esta descrição aplica-se às formações Cercadinho e Fecho do Funil, não individualizadas no trabalho de Guild (1957). O mesmo autor descreve a presença de um nível de metatufos, ocorrendo cerca de 2km a leste de Salto do Paraopeba, em uma localidade conhecida como Esmeril. Trata-se de uma rocha quartzo-sericítica, xistosa e de grão fino, contendo grãos de quartzo azulados (1-2mm), arredondados a subédricos. Ao microscópio, constata-se que alguns cristais de quartzo exibem golfos de corrosão. Na matriz, destacam-se pseudomorfos de feldspato, totalmente sericitizados. Estas feições confirmam a natureza vulcânica desta rocha, constituindo-se em uma das raríssimas ocorrências comprovadas de metavulcanitos no Supergrupo Minas. Uma tentativa de datação U-Pb do metatufos não foi bem sucedida, visto serem os zircões muito raros e de péssima qualidade.

Junto à base da Formação Moeda, no corte da estrada de ferro em Salto do Paraopeba, ocorrem quatro corpos de pegmatito caolinizado, de forma tabular e encaixados segundo os planos de estratificação do quartzito. Sua espessura varia entre 10 e 50cm, apresentando-se foliados e boudinados. Mineralogicamente, são constituídos por quartzo, microclina (plagioclásio subordinado), muscovita, biotita, hornblenda fortemente pleocróica e turmalina (Guild 1957).

O contato do Quartzito Moeda com as rochas do complexo gnáissico a oeste é de natureza tectônica; quartzito e gnaiss estão fortemente cisalhados e chegam a mostrar-se imbricados, o que é observado pouco a norte de Salto do Paraopeba. A foliação milonítica possui atitude em torno de N55W/50SE, com lineação de estiramento a S75E. Observando a figura 25, fica evidente o posicionamento da faixa do Supergrupo Minas entre os prolongamentos da Falha do Engenho e Falha de Moeda. A primeira apresenta movimentação final de natureza transcorrente dextral, ao longo de sua extensão orientada E-W (Romano *et al.* 1992). Como, na região de Salto do Paraopeba, a falha inflete para SW, deve-se esperar um componente de movimento para W,

que teria provocado o embricamento da faixa do Supergrupo Minas entre o complexo gnáissico e o bloco de Conselheiro Lafaiete.

O terreno gnáissico a oeste de Salto do Paraopeba é muito pouco estudado. Segundo Guild (1957) é composto por gnaisses bem foliados, de aspecto bandado, cuja composição mineralógica mostra tanto a predominância de plagioclásio como de microclina, biotita constituindo o máfico principal. As exposições estudadas exibiam feições de migmatização. Em suma, as características do gnaisse são muito semelhantes às dos gnaisses mais antigos, tanto do Complexo Belo Horizonte como do Complexo Bonfim.

Guild (1957) constatou a ocorrência de dois pequenos corpos graníticos intrusivos nos gnaisses. Um deles foi estudado no presente trabalho, estando exposto no corte da ferrovia em Salto do Paraopeba. O granito, doravante designado Granito Salto do Paraopeba, está em contato direto com o Quartzito Moeda, apresentando aspecto milonítico na zona de contato. A medida que se afasta desta, exhibe porções homófanas alternadas com faixas cisalhadas. As dimensões do Granito Salto do Paraopeba são da ordem de 3-4km.

5.3.1.2. Distrito Manganífero de Conselheiro Lafaiete

A região exhibe uma seqüência supracrustal contendo depósitos de manganês, razão pela qual há muito tem despertado a atenção dos geólogos. Esta seqüência foi incluída na "Série" Barbacena de Barbosa (1949, 1954) e, posteriormente, separada como Formação Lafaiete por Ebert (1957). Guild (1957) adotou a designação *Greenschist Sequence*, considerando duvidosa sua posição estratigráfica, embora se inclinasse por uma correlação com a "Série" Minas. Já Dorr *et al.* (1957) propuseram a equivalência com a "Série" Rio das Velhas do Quadrilátero Ferrífero. Considerando o caráter vulcano-sedimentar da seqüência em causa, uma correlação com o Grupo Nova Lima da "Série" Rio das Velhas seria mais precisa. Esta posição foi adotada por autores como Grossi Sad *et al.* (1983) e será seguida neste trabalho.

Além dos trabalhos citados, descrições do Grupo Nova Lima na região de Conselheiro Lafaiete podem ser encontrados em Pires (1977), Pinto & Duarte (1978), Barbosa (1985), Seixas (1988), dentre outros. As rochas da unidade distribuem-se em algumas faixas maiores, de formato irregular, faixas menores de forma lenticular, pequenos corpos e *roof pendants* em plutonitos granitóides, além de inclusões em migmatitos (Pires 1977). Apresenta um horizonte muito característico, constituído por formação manganífera sílico-carbonatada (gondito e queluzito), somado a raros e descontínuos níveis de formação ferrífera. Abaixo deste pacote, e perfazendo a maior parte da seqüência, ocorrem xistos de composição variada (derivados de rochas sedimentares pelíticas e grauvaqueanas) e anfíbolitos. Inclui também rochas meta-

ultramáficas, com destaque para o corpo de esteatito, serpentinito e talco xisto da área de Congonhas do Campo.

O Grupo Nova Lima foi injetado por um extenso corpo granitóide que recebeu a designação Batólito Alto Maranhão (Grossi Sad *et al.* 1983). A Falha do Engenho marca o limite norte desta intrusão. O caráter ígneo do batólito é claramente evidenciado, especialmente nas zonas de contato. As rochas do Grupo Nova Lima são cortadas por diques do granitóide ou estão inclusas como xenólitos. Observaram-se, inclusive, "bolsões" ricos em xenólitos angulosos, em forma de blocos, sugerindo mecanismo de intrusão por *stoping*. Em extensas áreas, representadas na figura 25, a intrusão gerou migmatitos de injeção, tornando impossível separar, em mapa, as rochas supracrustais do corpo ígneo (Guild 1957, Grossi Sad *et al.* 1983).

Exposições do Batólito Alto Maranhão mostram a presença de mais de uma fase intrusiva. Estudo detalhado por Barbosa (1985) demonstra que a massa plutônica exibe um *trend* de diferenciação tonalito (trondhjemitó)-granodiorito, sendo cortada por diques, concordantes ou não, e aplitos, injetados em fases diversas da evolução magmática. Desta forma, as várias fases graníticas (*s.l.*) seriam, essencialmente, co-magmáticas (Barbosa 1985).

Embora possa conter porções homófanas, o Batólito Alto Maranhão possui, caracteristicamente, foliação bem desenvolvida, podendo apresentar-se intensamente cisalhado. O posicionamento da intrusão é considerado sin-cinemático (Pires 1977).

Junto à cidade de Congonhas do Campo ocorre outro corpo intrusivo, de composição trondhjemitica (Seixas 1988), circunscrito por rochas do Grupo Nova Lima. Muito provavelmente, faz parte da mesma suíte intrusiva do Batólito Alto Maranhão, fato já sugerido por Herz (1970).

A estruturação do Distrito Manganêsífero de Conselheiro Lafaiete é marcada pela forma em arco das faixas do Grupo Nova Lima, com concavidade voltada para sul. Os elementos planares principais, tanto nas rochas do Grupo Nova Lima como nos plutonitos, acompanham essa estruturação, rotacionando de uma posição NE-SW para NW-SE, com mergulhos fortes para dentro do arco (Grossi Sad *et al.* 1983). Seixas (1988) e Nummer *et al.* (1992) apresentaram estudo estrutural daquele segmento orientado NW-SE, designado Lineamento Congonhas. Os autores descrevem uma história evolutiva complexa, associada a movimentos fortemente oblíquos segundo direção em torno de S60E.

A evolução da estruturação regional e o papel exercido pela Falha do Engenho e Lineamento Congonhas serão discutidos ao final deste capítulo, à luz dos dados isotópicos.

5.3.2. Petroquímica

5.3.2.1. Granito Salto do Paraopeba

Trata-se de um granito leucocrático de cor branca acinzentada, com granulação média a fina. Uma análise modal desta rocha é apresentada por Guild (1957): quartzo-30%; microclina-31%; oligoclásio-36%; biotita-1,5%; muscovita-1% (provém da alteração da biotita); acessórios-0,5%. Em seção delgada, apresenta textura inequigranular hipidiomórfica, evidenciando-se a deformação pela presença de zonas de cisalhamento milimétricas, com forte cominuição dos grãos.

Duas análises químicas desta rocha estão apresentadas na tabela 14. A amostra representada pela análise nº 2 é mais rica em SiO_2 , mais pobre em CaO e possui razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ mais elevada. Exibe também maior diferenciação nos ETR e anomalia negativa de Eu mais acentuada (Figura 26). As diferenças entre as análises das duas amostras parecem refletir um processo de cristalização fracionada. A anomalia negativa de Eu, maior na amostra da análise nº 2, sugere maior proporção de plagioclásio em equilíbrio com o líquido e, portanto, um estágio mais avançado da cristalização fracionada. Esta assertiva é reforçada pelo decréscimo no conteúdo em Sr e Ba na mesma amostra, já que estes elementos também tenderiam a ficar retidos no plagioclásio.

O Granito Salto do Paraopeba é ligeiramente peraluminoso e, à semelhança dos granitos neoarqueanos do Complexo Belo Horizonte, pode ter sido gerado pela refusão de rochas tonalíticas-granodioríticas.

Figura 26: Curvas de ETR, normalizadas para condritos (valores de normalização de Jensen et al. 1978), para o Granito Salto do Paraopeba.

Tabela 14: Composições químicas do Granito Salto do Paraopeba (1 e 2) e do Batólito Alto Maranhão (3 e 4)

Número Amostra	1 N-26	2 N-26A	3 N-18	4 N-22
SiO ₂	72.7	74.4	68.8	65.3
TiO ₂	0.21	0.22	0.45	0.75
Al ₂ O ₃	14.8	13.4	15.4	13.9
Fe ₂ O ₃	0.19	0.58	1.8	0.85
FeO	1.0	1.1	1.3	3.1
MnO	0.02	0.02	0.05	0.08
MgO	0.41	0.17	1.0	3.0
CaO	1.5	0.80	3.3	4.4
Na ₂ O	4.1	3.4	4.8	4.1
K ₂ O	4.2	5.1	1.8	2.2
P ₂ O ₅	0.07	0.06	0.17	0.31
PF	0.52	0.49	0.80	1.19
F	410	350	620	1200
S	<50	<50	190	<50
Cl	<20	39	54	49
Cr	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-
V	12	<10	51	87
Cu	2	2	12	16
Pb	23	93	28	74
Zn	43	77	61	69
Rb	180	360	49	52
Ba	880	350	1030	1350
Sr	290	67	780	930
Nb	<5	34	6	9
Zr	200	420	290	400
Y	24	120	18	34
La	32.400	144.600	25.650	52.660
Ce	64.920	285.890	56.690	111.200
Nd	20.900	95.820	22.650	49.570
Sm	3.743	18.470	4.073	9.148
Eu	0.605	0.845	0.922	2.133
Gd	2.460	13.230	2.688	5.739
Dy	1.603	10.250	1.931	3.868
Ho	0.312	1.810	0.394	0.712
Er	0.793	3.768	1.101	1.624
Yb	0.585	2.376	0.841	1.194
Lu	0.105	0.320	0.131	0.172
La _n /Lu _n	32.030	46.906	20.325	31.780
La _n /Sm _n	5.450	4.929	3.965	3.624
Eu _n /Eu*	0.574	0.158	0.802	0.840
Eu _n /Sm _n	0.429	0.122	0.601	0.619
Gd _n /Lu _n	2.912	5.138	2.550	4.147
ETRL/ETRP	20.916	17.183	15.522	16.884

5.3.2.2. Batólito Alto Maranhão

As amostras representativas do Batólito Alto Maranhão mostram composição tonalítica, a mineralogia essencial constituída por plagioclásio (oligoclásio), quartzo, biotita e anfibólio (hornblenda e actinolita). A textura predominante é granoblástica bem orientada embora, em algumas amostras, textura ígnea do tipo inequigranular hipidiomórfica encontre-se parcialmente preservada.

Em termos de composição química (Tabela 14), o corpo tem caráter metaluminoso, constituindo um granitóide do tipo I na classificação de Chapell & White (1974). As curvas de ETR (Figura 27) mostram fracionamento em ETRL maior que em ETRP, anomalia negativa de Eu insignificante ($Eu_N/Eu_* > 0,8$) e conteúdo total de ETR moderado. Segundo Grossi Sad & Dutra (1989) estas são características dos granitóides tipo de *shintexis* com fonte mista, derivados da fusão de rochas máfico-ultramáficas da placa oceânica e sua cobertura sedimentar. A presença de zircão herdado em amostra do Batólito Alto Maranhão (seção 5.3.3.3) é indicativa de que algum volume de sedimento pode ter estado envolvido no processo magmático que gerou o batólito.

Especulativamente, pode-se fazer algumas comparações com corpos cordilheiranos fanerozóicos, como o Batólito Peninsula Ranges (Baixa Califórnia). Este engloba dois grupos de plutonitos, quimicamente distintos, dispostos paralelamente em relação à fossa. Segundo o modelo discutido por Leake (1990), o grupo mais próximo à fossa deriva, exclusivamente, da fusão da cunha mantélica, induzida pelos fluidos liberados pela placa oceânica em subducção. A partir de profundidades superiores a 45km, a própria placa oceânica começa a fundir, resultando no segundo grupo de plutonitos. O Batólito Alto Maranhão é muito semelhante, quimicamente, aos plutonitos mais distantes da fossa.

Figura 27: Curvas de ETR, normalizadas para condritos, (valores de normalização de Jensen et al. 1978), para o Batólito Alto Maranhão.

As análises foram lançadas no diagrama discriminante $R1 \times R2$ de Batchelor & Bowden (1985) e naqueles de Pearce *et al.* (1984). O registro dos dados mostra posicionamento no campo dos granitos pré-colisionais e granitos de arco vulcânico, reforçando a hipótese da geração do Batólito Alto Maranhão em ambiente de margem continental ativa.

5.3.3. Geocronologia

A localização das amostras com determinações geocronológicas, para a região meridional do Quadrilátero Ferrífero, é encontrada na figura 25.

5.3.3.1. Granito Salto do Paraopeba (amostra N-26): Determinações U-Pb

Foram separados dois zircões da fração M1 do "Frantz Final". Estes prismas eram grandes e do tipo achatado, com arestas bem definidas. Exibiam fraturas transversais atravessando o cristal, o que é indicativo da ausência de núcleo. A amostra continha mais duas populações distintas de zircão, uma composta por prismas curtos e pequenos e a outra por núcleos rosa com sobrecrecimento incolor, frequentemente alterados.

Cada um dos prismas selecionados foi partido em vários fragmentos, divididos em duas frações para análise. As frações 26-1 e 26-2, derivadas de um dos prismas, tinham idades mínimas semelhantes, em torno de 2.608 Ma, 3% discordantes. As frações 26-4 e 26-6, derivadas do outro prisma, eram mais pobres em U e bem mais discordantes, respectivamente 15 e 19%. Esta diferença deve estar ligada ao tempo de abrasão, 8h30min para as frações 26-1 e 26-2 e 5h para as demais. Os quatro pontos definem uma discórdia com probabilidade de ajuste de 87%, a idade do intercepto superior igual a 2.612 ± 5 Ma (Tabela 15, Figura 28).

As características dos zircões analisados sugeriam tratar-se de cristais gerados no processo de cristalização da rocha, em contraste com outros grãos observados onde a presença de núcleo (herança) era evidente. Considerando ainda o excelente arranjo linear dos pontos de análise, a idade do intercepto superior é a melhor estimativa para a idade de cristalização do granito. O intercepto inferior, com idade de 372 Ma, deve refletir a difusão de Pb a baixas temperaturas.

Tabela 15: Resultados analíticos U-Pb, região meridional do Quadrilátero Ferrífero.

Amostra					Concentrações			Razões Isotópicas					Idades (Ma)		
Granito Salto do Paraopeba (amostra N-26)															
Nº da amostra	Min. *1	Prop. mag.*2	Nº de grãos	Peso (mg)	Urânio (ppm)*3	Pb rad. (ppm)*3	Pb com. (pg)*4	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb *5	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb *6	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U *6	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U *6	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb *6	²⁰⁶ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb
26-1	Z	M1	1	np	347	199	37	300	0,1916	0,48874	11,813	0,17531	2565	2590	2609
26-2	Z	M1	1	np	268	150	10,8	773	0,1717	0,48370	11,679	0,17511	2543	2579	2607
26-4	Z	M1	1	0,003	215	101	22	799	0,1267	0,42022	9,998	0,17256	2261	2435	2583
26-6	Z	M1	1	np	183	86	33	153	0,2051	0,39536	9,311	0,17080	2148	2369	2566
Pegmatito de Salto do Paraopeba (amostra N-27)															
Nº da amostra	Min. *1	Prop. mag.*2	Nº de grãos	Peso (mg)	Urânio (ppm)*3	Pb rad. (ppm)*3	Pb com. (pg)*4	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb *5	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb *6	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U *6	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U *6	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb *6	²⁰⁶ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb
27-1	Z	M1	2	np	386	201	53	218	0,1883	0,44313	10,637	0,17409	2365	2492	2597
27-2	Z	M5	7	0,002	255	130	34	430	0,1761	0,43535	11,231	0,21400	2330	2543	2677
Batólito Alto Maranhão (amostras N-22 e N-18)															
Nº da amostra	Min. *1	Prop. mag.*2	Nº de grãos	Peso (mg)	Urânio (ppm)*3	Pb rad. (ppm)*3	Pb com. (pg)*4	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb *5	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb *6	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U *6	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U *6	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb *6	²⁰⁶ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb
22-1	Z	NM	3	0,004	371	157	13,2	2768	0,1326	0,38779	7,078	0,13237	2113	2121	2130
22-2	Z	NM	20	0,014	139	57	12,8	3663	0,1127	0,38256	7,129	0,13516	2088	2128	2166
22-3	T	IF	55	0,217	156	52	4504	165	0,0996	0,31717	5,775	0,13205	1776	1943	2125
22-4	T	IF	40	0,162	75	29	784	391	0,0236	0,38493	7,001	0,13192	2099	2112	2124
18	T	IF	40	0,188	201	92	561	1623	0,2722	0,38083	6,927	0,13192	2080	2102	2124

*1- Z=zircão, T=titanita.

*2- Propriedades magnéticas: NM/M, não magnético/magnético no ângulo indicado de inclinação do separador magnético FRANTZ, a 1,8A e 0° de inclinação lateral; IF, não magnético entre 1,0A e 1,8A com 10° de inclinação lateral.

*3- Concentrações são conhecidas com precisão de 2% para amostras pesando 0,4 mg, 10-20% para amostras abaixo de 0,020mg. Para amostras cujo peso está abaixo da sensibilidade da balança, 0,001mg, as concentrações listadas são valores máximos.

*4- Pb comum total corrigido para o Pb comum do spike.

*5- Razão medida, corrigida apenas para o fracionamento.

*6- Razões corrigidas para o spike, fracionamento, branco e Pb comum inicial.

5.3.3.2. Pegmatito de Salto do Paraopeba (amostra N-27): Determinações U-Pb e Pb-Pb

Os pegmatitos são intrusivos no quartzito da Formação Moeda, junto ao contato com o Granito Salto do Paraopeba (seção 5.3.1.1.) A amostra continha quantidade muito pequena de minerais pesados, sendo possível separar apenas duas frações de zircão para análise. A fração 27-1 (M1, "Frantz Final") era composta por dois fragmentos de cristais muito pequenos, cor rosa, com arestas bem definidas. A fração 27-2 (M5, "Frantz Final") era composta por sete fragmentos semelhantes aos da fração anterior. O pequeno tamanho dos grãos permitiu que fossem submetidos à abrasão por tempo não superior a 3h, portanto levando à expectativa de análises bastante discordantes.

A fração 27-1 apresenta idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2.597 Ma, 11% discordante, enquanto a fração 27-2 é ainda mais discordante (14%) e com idade mínima de 2.683 ± 0.033 Ma (Tabela 15, Figura 28). Não há maneira das frações analisadas alinharem-se em uma discórdia, sugerindo que essas continham zircões gerados em episódios distintos. A fração 27-1 posiciona-se, praticamente, sobre a discórdia de 2.612 Ma do Granito Salto do Paraopeba. Entretanto, o fato não é suficiente para definir esta idade como a dos zircões da fração analisada. As determinações U-Pb não permitem chegar a qualquer conclusão quanto à idade do pegmatito, ressaltando-se apenas o fato de serem arqueanos os zircões analisados.

Figura 28: Diagrama concórdia para o Granito Salto do Paraopeba (amostra N-26) e pegmatito intrusivo na Formação Moeda (amostra N-27). Todas as análises são de zircão.

O pegmatito de Salto do Paraopeba continha abundante anfibólio verde escuro (hornblenda). Foram separadas 4 frações deste mineral, com aproximadamente 10mg cada, duas provenientes da fração 0,5A do "Frantz Inicial" e as demais das frações 1,0A e 1,7A. As razões isotópicas do Pb obtidas estão expostos na tabela 16. A fração F₁ foi submetida à lixiviação com HF+HBr (lixiviado L₁). A fração F₂ foi inicialmente lixiviada com HCl 6N (lixiviado L₂) e, em seguida, com HF+HBr (lixiviado L_{2a}). Esta lixiviação dupla promoveu a remoção mais efetiva do Pb radiogênico, de forma que o resíduo R₂ apresenta as razões isotópicas menos radiogênicas do conjunto de análises. Estes valores podem ser tomados como os valores máximos para a composição isotópica inicial. Os lixiviados L₁ e L₂ apresentam composições isotópicas bastante radiogênicas e similares. Já a composição isotópica de L_{2a} é pouco radiogênica, aproximando-se dos valores obtidos para a amostra total (T₁, T₃ e T₄). Por amostra total entende-se a dissolução completa, em um único lixiviado, a que foi submetida uma parte da fração F₁ e as frações F₃ e F₄.

Uma regressão através de todos os dados fornece a idade de 1.804 ± 110 Ma, com MSWD de 113. Por outro lado, fazendo a regressão somente com os dados de amostra total e resíduo, obtém-se uma idade mais antiga, 2.236 ± 200 Ma, MSWD igual a 14,9. (Figura 29). Os lixiviados mais radiogênicos posicionam-se abaixo da isócrona mais antiga. Este fato sugere um evento mais novo de perturbação do sistema isotópico. Por exemplo, um evento hidrotermal poderia promover a remoção do Pb radiogênico do anfibólio, à maneira de uma lixiviação natural. A idade de 2.236 ± 200 Ma pode ser considerada como uma estimativa para a cristalização (ou *resetting* metamórfico) dos anfibólios. Os dois lixiviados radiogênicos recordariam um evento mais novo, de metamorfismo ou alteração hidrotermal, ocorrendo por volta de 1.800 Ma.

Tabela 16: Razões isotópicas do Pb para os anfibólios do pegmatito de Salto do Paraopeba

Fração	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
F ₁ /0,5A (T ₁)	28,647	17,404	40,140
F ₁ /0,5A (L ₁)	59,578	20,745	46,445
F ₁ /0,5A (R ₁)	23,879	16,774	39,448
F ₂ /0,5A (L ₂)	65,992	21,346	45,557
F ₂ /0,5A (L _{2a})	27,064	17,237	40,876
F ₂ /0,5A (R ₂)	19,656	16,094	36,723
F ₃ /1A (T ₃)	27,175	17,159	40,461
F ₄ /1,7A (T ₄)	30,06	17,562	40,167

Nota: (T₁, T₃ e T₄ = análises de amostra total; L₁ e L_{2a} = lixiviação com HF+HBr; L₂ = lixiviação com HCl 6N; R₁ e R₂ = resíduos)

Figura 29: Diagrama isocrônico Pb-Pb para anfibólios do pegmatito de Salto do Paraopeba.
 Legenda: ver tabela 16.

3.3. Batólito Alto Maranhão (amostras N-22 e N-18): Determinações U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr e K-Ar

A amostra N-22 foi obtida em uma pequena pedreira próxima a localidade de Alto Maranhão. A rocha apresentava granulometria média a grossa e aspecto bastante homogêneo, salvo pela presença de encraves máficos. Possuía abundante zircão de boa qualidade, sem alteração, na fração não magnética do "Frantz Final". A análise tipológica mostrou a presença de três populações de zircão. A primeira era composta por prismas curtos de tamanho variável, cor rosa, superfície lisa e arestas bem definidas (*gem quality*), sem núcleo oticamente discernível. A segunda exibia prismas pequenos e alongados, rosa claro a incolores. A terceira população consistia de prismas rosa, com superfície rugosa e arestas arredondadas, podendo exibir núcleo mais claro a incolor, sugerindo presença de componente herdado.

Foram selecionadas duas frações provenientes da primeira população. A fração 22-1 continha três prismas grandes ($\sim 100\mu\text{m}$) e a fração 22-2 era composta por vinte prismas pequenos. A análise da fração 22-1 fornece idade concordante a 2.130 ± 2 Ma. Já a fração 22-2 é 4% discordante, com idade mínima de 2.166 Ma (Tabela 15).

A fração M5 do "Frantz Final" continha titanita marron pálida a incolor, de tamanho pequeno e com inclusões frequentes de biotita. Foram separadas duas frações, a primeira sofrendo abrasão por 3h a 2psi (22-3) e a segunda não polida (22-4). Uma terceira fração de titanitas foi obtida da amostra N-18, proveniente de uma pedreira localizada em torno de 10km do ponto 22, dentro do mesmo corpo intrusivo. As titanitas (fração 18-1) apresentavam coloração marrom, limpas de inclusões. A fração 22-3 possui idade mínima de 2.125 Ma, muito discordante (19%). A fração 22-4 é praticamente concordante (1,35%) a 2.124 Ma. Curiosamente, a análise muito discordante é da fração submetida à abrasão. A fração 18-1 é ligeiramente discordante (2,4%), igualmente com idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2.124 Ma.

Figura 30: Diagrama concórdia para o Batólito Alto Maranhão (amostras N-22 e N-18).

Legenda: z=zircão, t=titanita.

As três análises de titanita alinham-se (probabilidade de ajuste de 97%) em uma discórdia com intercepto superior a 2.124 ± 2 Ma (Figura 30). Esta idade é um pouco mais nova que aquela fornecida pela análise concordante de zircão (2.130 ± 2 Ma) e, possivelmente, reflete o resfriamento do batólito. Considerando as temperaturas de bloqueio estimadas para zircão e titanita (seção 2.6), o corpo teria sofrido resfriamento de 800°C para $600\text{-}500^\circ\text{C}$ em 6 ± 4 Ma. A taxa de resfriamento resultante destes dados é compatível com taxas previstas por modelos teóricos (Fowler & Nisbet 1982, in: Corfu *et al.* 1985).

Em conclusão, o valor de 2.124 ± 2 Ma é a melhor estimativa para a idade de cristalização do Batólito Alto Maranhão. A idade mínima de 2.166 Ma, da fração de zircão 22-2, implica na presença de herança radiogênica. Os grãos deviam preservar, em sua porção mais interna, um componente de Pb radiogênico antigo, a despeito da ausência de núcleos visíveis.

O intercepto inferior da discórdia de titanitas aponta para a origem. Portanto, não há evidência de perturbação do sistema isotópico U-Pb por algum evento geológico posterior à cristalização. Por outro lado, a elevada discordância da fração de titanita 22-3 sugere processo recente de perda de Pb.

Foi realizada uma análise Sm-Nd para o Batólito Alto Maranhão, cujos resultados estão expostos na tabela 17. As idades-modelo Sm-Nd (TDM) calculadas são de 2.110 ± 57 Ma (segundo o método de De Paolo 1988) e 2.119 ± 57 Ma (segundo o método de Nancy, in: Sato *et al.* 1994). Essas idades são muito próximas da idade de cristalização definida pelas determinações U-Pb, o que reforça o caráter mantélico do batólito. O ϵ_{Nd} calculado para a idade de cristalização, *ca.* 2.124 Ma, é +2,45.

Tabela 17: Dados isotópicos Sm/Nd para o Batólito Alto Maranhão (amostra N-18).

Nº Amostra	Nº Lab CPGeo	Sm ppm	Nd ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$
N-18n	255	3,009	17,242	$0,0106180 \pm 0,000051$	$0,511516 \pm 0,000043$

Foram obtidas duas idades isocrônicas Rb-Sr para o Batólito Alto Maranhão. A amostragem foi feita nas mesmas pedreiras amostradas para U-Pb. Na Pedreira da Prefeitura (ponto N-18), próximo a Gagé, obteve-se uma errócrona com quatro pontos (MSWD=18,2) e idade de 664 ± 80 Ma (Tabela 18, Figura 31a). Na pedreira próximo à localidade de Alto Maranhão (ponto N-22), as análises forneceram uma isócrona (MSWD=1) de quatro pontos e idade de 485 ± 37 Ma (Tabela 18, Figura 31b).

As idades isocrônicas apontam para um evento de rejuvenescimento isotópico ao final do Proterozóico (Brasiliano), que não é registrado pelo sistema U-Pb. Franciscus Baars (com. verbal) obteve uma isócrona Rb-Sr, para o batólito, com idade semelhante à idade U-Pb, a partir de amostras coletadas em diversos afloramentos. Acredita-se que a difusão isotópica do Sr deu-se em escala de afloramento, sem re-equilibrar o sistema em escala regional. As baixas razões Rb/Sr do Batólito Alto Maranhão fazem com que o sistema seja mais facilmente re-equilibrado por difusão isotópica em pequena escala.

As isócronas Rb-Sr apresentam razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ semelhantes, em torno de 0,707. A regressão linear pelas razões atuais e iniciais, até a curva de evolução da Terra global, sugere que o protólito do Batólito Alto Maranhão foi extraído do manto entre 2.000 e 2.150 Ma, em conformidade com a idade modelo Sm-Nd.

Tabela 18: Dados isotópicos Rb/Sr em rocha total para o Batólito Alto Maranhão, amostras N-18 e N-22.

Nº Amostra	Nº Lab CPGeo	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
18B	11905	54,8	571,1	$0,2780 \pm 0,0080$	$0,710340 \pm 0,000050$
18E	11906	44,3	642,5	$0,2000 \pm 0,0060$	$0,709500 \pm 0,000070$
18I	11907	79,2	688,8	$0,3330 \pm 0,0090$	$0,710230 \pm 0,000060$
18N	11908	57,5	693,1	$0,2400 \pm 0,0070$	$0,709390 \pm 0,000060$
22A	11873	53,1	815,4	$0,1890 \pm 0,0050$	$0,709230 \pm 0,000070$
22C	11874	61,9	822,4	$0,2180 \pm 0,0060$	$0,709260 \pm 0,000090$
22D	11875	33,1	725,9	$0,1320 \pm 0,0040$	$0,708800 \pm 0,000070$
22E	11876	62,0	510,6	$0,3520 \pm 0,0100$	$0,710330 \pm 0,000060$

(a)

Figura 31: (continua na página seguinte)

Figura 31 : Diagramas isocrônicos Rb-Sr em rocha total para o Batólito Alto Maranhão.
(a) amostra N-18; (b) amostra N-22.

Complementando o quadro de determinações geocronológicas para o Batólito Alto Maranhão, efetuaram-se duas análises K-Ar em biotita. As idades obtidas, entre 1.000 e 700 Ma (Tabela 19), devem representar idades mistas decorrentes da abertura parcial do sistema isotópico durante o Evento Brasileiro.

Tabela 19: Análises K-Ar em biotita para o Batólito Alto Maranhão
(amostras N-21 e N-22).

Nº Amostra	Nº Lab. CPGeo	K (%)	⁴⁰ Ar atm (%)	⁴⁰ Ar rad. (10 ⁻⁶ ccSTP/g)	Idade (Ma)
N-21	7281	6,6044	2,04	342,72	1.000±22
N-22A	7282	7,3328	1,47	256,02	730±25

5.3.3.4. Veio quartzo-feldspático (com monazita) da Falha do Engenho (amostra N-73): Determinação U-Pb

No domínio da Falha do Engenho, observou-se uma exposição onde rochas cisalhadas do Grupo Nova Lima são cortadas por veios quartzo-feldspáticos, não deformados, atingindo até 1m de espessura. Os veios continham grandes cristais de monazita, de até 2cm. Uma análise U-Pb preliminar, realizada por Nuno Machado (com. escrita), datou a monazita em cerca de 596 Ma. Esta deve ser a idade de cristalização da monazita. Os veios não estão deformados e não há qualquer registro isotópico, na região em causa, de que condições metamórficas capazes de promover *resetting* (ou cristalização) da monazita tenham sido alcançadas ao final do Proterozóico. De fato, tais processos são conhecidos apenas em condições metamórficas das fácies anfibolito a granulito (*e.g.* Heaman & Parrish 1991). Por outro lado, a formação de monazita em processos hidrotermais de baixa temperatura já foi descrita anteriormente (Aleinikoff & Grauch 1990), devendo-se aplicar ao caso estudado.

A melhor interpretação para a gênese dos veios é que estejam relacionados a processos de circulação de fluidos na zona de falha, durante o último evento de reativação da Falha do Engenho. A idade da monazita indica que tal reativação ocorreu durante o Evento Brasileiro.

5.3.4. **Considerações sobre a evolução geológica da região meridional do Quadrilátero Ferrífero**

A idade do Granito Salto do Paraopeba, 2.612 ± 5 Ma, é cerca de 100 Ma mais jovem que a última granitogênese arqueana até então datada na região do Quadrilátero Ferrífero (Machado *et al.* 1992, Machado & Carneiro 1992). Este corpo, muito provavelmente, deve marcar o evento magmático mais tardio ligado a um processo de cratonização do final do Arqueano.

A intrusão dos pegmatitos de Salto do Paraopeba, no quartzito da Formação Moeda, deve ter ocorrido durante o Evento Transamazônico, considerando a idade Pb-Pb obtida. Como os grãos de zircão, analisados por U-Pb, eram arqueanos, o mais provável é que tenham sido herdados de porções assimiladas do próprio quartzito encaixante. Uma hipótese acerca da gênese dos pegmatitos é que se relacionem ao Batólito Alto Maranhão. O caráter tonalítico deste poderia explicar a composição dos pegmatitos, que contém anfibólio.

A idade transamazônica do Batólito Alto Maranhão soma-se às idades semelhantes obtidas para outros granitóides, como os de Porto Mendes (Teixeira 1985), Lavras (Heilbron *et al.* 1989),

Tabuões (Quéméneur & Vidal 1989) e Quilombo (Choudhuri *et al.* 1992). No conjunto, esses corpos definem um arco magmático que se estende ao longo de toda a borda meridional do Cráton do São Francisco e também no domínio da faixa marginal (Faixa Alto Rio Grande). A disposição dos granitóides transamazônicos encontra-se apresentada na figura 32.

Figura 32: O arco magmático transamazônico na porção meridional do embasamento do Cráton do São Francisco (modificado de Quéméneur & Garcia 1993).

Legenda: 1 - Complexos gnáissicos arqueanos; 2 - Greenstone belts arqueanos; 3 - Supergrupo Minas; 4 - Granitóides transamazônicos (AM - Alto Maranhão; D/R - Dolores do Campo/Ressaquinha; C - Campolide; R - Ritápolis; T - Tabuões; P - Perdões; L - Lavras; PM - Porto Mendes; Q - Quilombo); 5 - Grupos Araxá e São João del Rei; 6 - Grupo Bambuí.

Os dados geoquímicos e a idade-modelo Sm-Nd (TDM) do Batólito Alto Maranhão indicam origem mantélica, provavelmente em ambiente de margem continental ativa. O caráter pré-colisional sugere que a idade de intrusão do corpo, 2124 ± 2 Ma, deve balizar a fase inicial do Evento Transamazônico. Um quadro hipotético da situação geológica para a região meridional do Quadrilátero Ferrífero, durante essa fase, é mostrado na figura 33a. Na figura, a Falha do Engenho é colocada como limite da Bacia Minas apenas como recurso gráfico. Weiss (1989) demonstrou que o Supergrupo Minas recobriu porções ao sul da falha, ainda que esta tenha tido papel ativo durante a sedimentação. É provável que a bacia continuasse para sudoeste através de

Figura 33: Modelo evolutivo para a região a sul do Quadrilátero Ferrífero.
Vide explicações no texto.

Legenda: FE=Falha do Engenho; FM=Falha de Moeda; LC= Lineamento Congonhas

uma fossa linear (Fossa de Jeceaba), sugerido pela estreita faixa de ocorrência de rochas do Supergrupo Minas entre o Quadrilátero Ferrífero e a Serra de Bonsucesso.

O sentido da subducção, de SE para NW, é sugerido pela forma do arco magmático e pelo acervo estrutural do Batólito Alto Maranhão e supracrustais do Grupo Nova Lima. Acredita-se que o Lineamento Congonhas tenha exercido um papel importante durante a fase pré-colisional. Segundo Nummer *et al.* (1992), a primeira etapa de evolução do lineamento foi sincrônica com a intrusão do Batólito Alto Maranhão e de caráter transcorrente. Portanto, o Lineamento Congonhas pode ter funcionado como uma zona de transferência, resultante da indentação da margem continental. Tal indentação explicaria o deslocamento do arco magmático em relação à região do Quadrilátero Ferrífero, que não é afetada diretamente por este.

A idade do evento colisional Transamazônico (Figura 33b), entre 2.065 e 2.035 Ma, é sugerida pelas idades U-Pb de titanitas no Quadrilátero Ferrífero, que definem o ápice metamórfico. Granitos sin-colisionais são registrados no arco magmático (Teixeira & Figueiredo 1991, Pires e Barbosa 1993), mas carecem de datações precisas.

A conjugação de movimentos frontais e laterais, durante a colisão, teria resultado na estrutura regional arqueada do Distrito Manganêsífero de Lafaiete. Possivelmente, também como reflexo da colisão, verificou-se uma primeira fase de inversão da Fossa de Jeceaba.

Durante o Evento Brasileiro (Figura 33c), o campo de tensões foi E-W, conforme demonstrado por diversos trabalhos no Quadrilátero Ferrífero (*e.g.* Chemale Jr. *et al.* 1991). A reativação da Falha do Engenho e Lineamento Congonhas teria originado um movimento em par conjugado. Esta afirmativa é coerente com a descrição das etapas finais de movimentação ao longo desses falhamentos (Nummer *et al.* 1992, Romano *et al.* 1992).

A movimentação lateral do bloco a sul da Falha do Engenho seria acomodada por movimentos frontais, a partir do ponto de inflexão da falha, provocando o generalizado soerguimento do bloco. Tal soerguimento, já sugerido por Guild (1957), levaria à erosão de todas as sequências supracrustais transamazônicas porventura existentes nesse bloco, expondo a raiz do arco magmático e seu embasamento arqueano. Isto explicaria o fato da Falha do Engenho, atualmente, justapor blocos crustais de profundidades diferentes.

O Evento Brasileiro provocou o *resetting* localizado do sistema Rb-Sr (no Batólito Alto Maranhão) e rejuvenescimentos parciais das idades K-Ar. A natureza de tais registros é coerente com a hipótese de que o Evento Brasileiro tenha se manifestado, principalmente, pela movimentação de blocos crustais ao longo de falhamentos pré-existentes, sem promover um retrabalhamento tectono-metamórfico mais generalizado das unidades geológicas presentes na área.

6. EVENTOS DE SEDIMENTAÇÃO: CRONOLOGIA COM BASE NA DATAÇÃO DE ZIRCÕES DETRÍTICOS

6.1. DATAÇÃO DE ZIRCÕES DETRÍTICOS: DADOS OBTIDOS E DISCUSSÃO

A datação de populações de zircões detríticos, além de fornecer informações sobre as áreas-fonte de sedimentos, auxilia na determinação de limites temporais de deposição e no estabelecimento de relações cronológicas entre unidades sedimentares (*e.g.* Gariépy *et al.* 1984, Robb *et al.* 1990, Davis *et al.* 1990, Sager-Kinsman & Parrish 1993).

Cinco amostras foram analisadas para o presente estudo (Figura 34). Duas delas eram quartzitos da formação basal do Supergrupo Minas, Formação Moeda, provenientes da aba ocidental do Sinclinal Moeda. As amostras foram coletadas na base da unidade (amostras QF-1 e M-88-10). As demais amostras consistiam de: metagrauvaca do Grupo Sabará, coletada na parte ocidental da Serra do Curral (amostra SAB); quartzito do Grupo Itacolomi na região de Ouro Preto (amostra ITAC) e quartzito do Supergrupo Espinhaço da Serra das Cambotas (amostra N16).

Desse conjunto de amostras foram obtidas 110 datações de zircões detríticos pelo método LP-ICPMS. As análises foram realizadas na Université de Montréal por Rui Feng e Nuno Machado e uma avaliação preliminar dos resultados foi apresentada por Machado *et al.* (1993). Deve-se ressaltar que as idades fornecidas pelo método LP-ICPMS são idades mínimas ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$). Feng *et al.* (1993) utilizaram este método na datação de zircões cuja idade U-Pb já havia sido estabelecida pelo método convencional. No caso de zircões de boa qualidade e com história simples de perda de Pb, as idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ aproximavam-se muito das idades U-Pb. Entretanto, para um grupo de zircões afetados por episódios múltiplos de perda de Pb, as idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ eram idades mistas. Outra limitação da metodologia é que apenas os zircões grandes e limpos, sem fraturas, se prestam para análise, o que diminui a representatividade da amostragem.

As idades dos zircões das duas amostras da Formação Moeda variam entre 2.990 ± 37 Ma e 2.652 ± 92 Ma, com um valor discrepante de 3.227 ± 38 Ma. As demais amostras, além de conterem zircões arqueanos na mesma faixa de idade daqueles da Formação Moeda, exibem zircões com idades do Paleoproterozóico, o mais novo com 2.122 ± 140 Ma.

Figura 34: Localização das amostras com datação de zircões detríticos.
 Legenda: ver figura 3

A despeito da necessária cautela na interpretação das idades obtidas, elas são coerentes com o conhecimento geocronológico atual da área investigada. Adicionalmente, a boa distribuição das idades sugere que a amostragem foi representativa da população de zircão. Cerca de 70% das idades de zircão situam-se no intervalo 2.950-2.650 Ma (Figuras 35 e 36), que inclui os principais eventos tectono-magmáticos registrados nos complexos arqueanos que circundam o Quadrilátero Ferrífero. Portanto, tais complexos devem representar a área-fonte principal das unidades detríticas estudadas. Considerando o caso específico da amostra do Grupo Sabará, ao se incluir os erros, constata-se que 43% das idades mostram superposição no intervalo $2.860 \pm 14/-10$ Ma. Esta é a idade do principal evento registrado no Complexo Belo Horizonte, adjacente à área amostrada. Portanto, acredita-se que parte importante das idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ se aproximem das idades U-Pb dos eventos geradores ou de *resetting* dos zircões.

As idades de zircões da Formação Moeda indicam área(s)-fonte(s) exclusivamente arqueanas (Figura 35a). A idade do zircão detrítico mais novo, 2.652 ± 92 Ma, define um limite máximo para o início da deposição da unidade. As duas amostras da Formação Moeda, apesar de provenientes do mesmo local e separadas por pequeno intervalo estratigráfico, exibem faixas de idade distintas e sem superposição (amostra QF-1: 2.990 ± 37 - 2.780 ± 59 Ma; amostra M-88-11: 2.782 ± 34 - 2.652 ± 92 Ma). É muito provável que essa diferença reflita uma mudança de área-fonte, por exemplo, devido a um remodelamento da paleodrenagem. A área-fonte da amostra QF-1 poderia estar situada a norte, no Complexo Belo Horizonte. Isto é coerente com os estudos de paleocorrentes na Formação Moeda, na área estudada, que determinaram um vetor de transporte principal para sul (Vilaça 1981, Renger *et al.* 1993). Reforça essa hipótese o fato de 73% das idades de zircão superporem-se no intervalo $2.860 \pm 14/-10$ Ma, idade do evento principal no Complexo Belo Horizonte. A área-fonte para a amostra M-88-11 poderia estar situada a oeste, no Complexo Bonfim, cujos principais eventos tectono-magmáticos foram datados em 2.780-2.770 - 2.720-2.700 Ma (Machado *et al.* 1992, Machado & Carneiro 1992).

As amostras do Supergrupo Espinhaço, Grupo Itacolomi e Grupo Sabará continham zircões detríticos gerados e/ou rejuvenescidos isotopicamente durante eventos ígneo-metamórficos do Paleoproterozóico (Figuras 35b, 35c e 35d). Tal fato reflete uma idade de deposição bem mais nova que aquela do início da deposição do Supergrupo Minas. A idade do zircão mais novo do Grupo Sabará é 2.122 ± 140 Ma, coerente com uma datação U-Pb de 2.125 ± 4 Ma para outro zircão da mesma rocha (Machado *et al.* 1992). Esta idade é interpretada como o limite máximo para a deposição do Grupo Sabará. O Grupo Itacolomi é mais novo, por ser estratigraficamente superior ao Grupo Sabará. A deposição do Supergrupo Espinhaço iniciou-se por volta de 1.750-1.700 Ma (Brito Neves *et al.* 1979, Machado *et al.* 1989b). Apesar das diferenças na idade de deposição, o padrão geocronológico fornecido pelos zircões das três unidades é muito semelhante. Isto sugere que a área continental exposta, quando da deposição de cada uma das unidades, pode ter sido essencialmente a mesma.

As idades paleoproterozóicas dos zircões podem ser explicadas de duas maneiras. Uma hipótese é que se trate de zircões arqueanos afetados pelo metamorfismo transamazônico, *ca.* 2.050 Ma, de que resultou perda parcial de Pb. Alternativamente, alguns destes zircões podem ter sido gerados em eventos do Paleoproterozóico. Considerando o conjunto das análises (Figura 36), constata-se uma diminuição do número de zircões no intervalo entre 2.650-2.450 Ma, seguido de uma concentração importante a 2.350 ± 100 Ma. Existe a possibilidade de esta ser a idade de uma fonte dos sedimentos, ainda não detectada.

(a)

(b)

Figura 35: (continua na página seguinte)

Figura 35: Distribuição das idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de zircões detríticos (os erros estão representados). (a) Formação Moeda, amostras QF-1 e M-88-11; (b) Grupo Sabará, amostra SAB; (c) Grupo Itacolomi, amostra ITAC; (d) Supergrupo Espinhaço, amostra N-16 (os grãos estão numerados no eixo y, na ordem em que foram feitas as análises).

Figura 36: Histograma de distribuição das idades de zircões detríticos.

6.2. CRONOLOGIA DA SEDIMENTAÇÃO

6.2.1. Supergrupo Minas

A coluna padrão para o Supergrupo Minas, extraída de Dorr (1969), é apresentada na figura 37, com uma modificação. Esta segue proposição de Barbosa (1968), retirando a Formação Sabará do Grupo Piracicaba e elevando-a à categoria de grupo. Constata-se a existência de discordâncias entre os Grupos Itabira e Piracicaba e entre este último e o Grupo Sabará. O possível significado tectônico e posicionamento temporal das superfícies de discordância, juntamente com uma proposta de cronologia da sedimentação do Supergrupo Minas, serão discutidos nos próximos itens. Uma síntese desta proposta encontra-se na figura 38.

6.2.1.1. Grupos Caraça e Itabira

Aplicando-se a classificação de Condie (1982) para as seqüências supracrustais do Paleo e Mesoproterozóico, o Supergrupo Minas (excluído o Grupo Sabará) constitui uma associação-I (*quartzite-carbonate-shale*) com presença de espessa formação ferrífera bandada. O ambiente de deposição para estas associações são as bacias intracratônicas ou de margem continental passiva. O desenvolvimento inicial da bacia Minas deve ter sido precedido pela estabilização de uma plataforma, ao final do Arqueano. Os estágios finais desse processo de cratonização, caracteristicamente, são marcados pela intrusão de granitos de alto K, constituindo plutonitos isolados de dimensões relativamente pequenas.

Na região do Quadrilátero Ferrífero, as intrusões graníticas arqueanas mais tardias, datadas até o presente, são o Granito Salto do Paraopeba (2.612 ± 5 Ma) e o Granodiorito de Florestal (2.593 ± 18 Ma, Romano 1989). Tais idades definem o limite máximo para o início da deposição da Formação Moeda, o que é coerente com a idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2.652 ± 92 Ma, a mais nova dentre os zircões detríticos analisados em amostras desta unidade. Renger *et al.* (1994) estimaram o início da deposição da Formação Moeda em 2.590-2.560 Ma.

Uma idade para a deposição de dolomitos do topo da Formação Gandarela, 2.420 ± 19 Ma, foi obtida por Babinski *et al.* (1991). Babinski *et al.* (1993) estimaram o início da deposição das formações ferríferas da Formação Cauê em 2.520 Ma. Em conclusão, existe um conjunto de evidências que permite posicionar a deposição dos grupos Caraça e Itabira entre 2.575 ± 15 e 2.420 ± 19 Ma.

Supergrupo	Grupo	Formação	Litologia
MINAS	Sabará		clorita-xisto e filito, metatufo, grauvaça, tilóide, conglomerado, quartzito e alguma formação ferrífera
	Discordância erosiva local		
	Piracicaba	Barreiro	filito e filito grafitoso
		Taboões	ortoquartzito
		Fecho do Funil	filito quartzoso, filito dolomítico, dolomito silicoso
		Cercadinho	quartzito ferruginoso, quartzito, <i>grit</i> , filito, filito ferruginoso, subordinadamente conglomerado e dolomito
	Discordância erosiva local		
	Itabira	Gandarela	dolomito, algum calcário, itabirito dolomítico, itabirito, filito dolomítico
		Cauê	itabirito (formação ferrífera de fácies óxido), itabirito dolomítico; filito e dolomito subordinados
	Caraça	Batatal	filito, filito algo grafitoso, subordinadamente <i>metachert</i> e formação ferrífera de fácies óxido
		Moeda	Fácies parálica: ortoquartzito, <i>grit</i> , conglomerado, filito. Fácies tabular: quartzito sericítico, filito quartzoso, protoquartzito.

Figura 37: Coluna litoestratigráfica do Supergrupo Minas (segundo Dorr 1969, modificado segundo proposta de Barbosa 1968)

Segundo Renger *et al.* (1993), a Formação Moeda é constituída por duas unidades de caráter fluvial, com quartzitos e conglomerados, exibindo uma unidade intermediária composta por quartzitos finos e filitos, representando uma transgressão marinha. As profundas variações de espessura e mudanças de fácies refletiriam a natureza segmentada da bacia, com a presença de vários altos do embasamento. Este aspecto, associado à recorrência da sedimentação conglomerática em níveis diferentes da formação, são indicativos de perturbações tectônicas sin-deposicionais (Renger *et al.* 1994). Tal tectonismo, de caráter extensional, marcaria a implantação inicial da Bacia Minas em estruturas do tipo *graben*, como proposto por Belo de Oliveira & Teixeira (1990).

A sedimentação da Formação Batatal define a passagem para um ambiente marinho-plataformal (Moraes 1985). O aporte de material terrígeno diminui progressivamente, refletindo a peneplanização das áreas de abastecimento (Barbosa 1968), implantando-se a sedimentação química e carbonática das formações Cauê e Gandarela. Segundo Barbosa (1968), a deposição do Grupo Itabira associa-se a um período de grande estabilidade tectônica da bacia.

6.2.1.2. Grupo Piracicaba

A deposição do Grupo Piracicaba, iniciada após 2.420 ± 19 Ma, marca um novo período de instabilidade tectônica da bacia. Partes da bacia sofreram soerguimento, originando a discordância entre os grupos Piracicaba e Itabira. A Formação Cercadinho apresenta conglomerado basal, exibindo clastos provenientes da erosão do Grupo Itabira (Dorr 1969). Um evento de movimentação de blocos, por volta de 2.400 Ma, já havia sido sugerido por Teixeira (1985) para explicar processos de rejuvenescimento isotópico do sistema Rb-Sr nesta idade. Outro possível reflexo isotópico deste evento seria dado por um episódio de remobilização de galenas, em minas do Distrito de Nova Lima, datado em 2.425-2.410 Ma (Thorpe *et al.* 1984).

Moraes (1985) classifica a Formação Cercadinho como um complexo de leques deltaicos com turbiditos associados, caracterizando uma seqüência regressiva. Esta é sucedida pela seqüência transgressiva representada pela Formação Fecho do Funil (Moraes 1985), possivelmente refletindo a subsidência gradual da bacia (Barbosa 1968). A Formação Fecho do Funil apresenta truncamentos sedimentares (Barbosa 1968), que poderiam evidenciar a presença de falhamentos ativos.

O período de instabilidade tectônica contemporâneo à deposição das formações Cercadinho e Fecho do Funil foi acompanhado de manifestações vulcânicas, como o demonstra a presença de metatufos intercalados nestas unidades, descritos por Guild (1957). Na hipótese de que o vulcanismo tenha sido bem mais volumoso que os raros remanescentes conhecidos deixam antever, ter-se-ia uma possível fonte para a população de zircões detríticos na faixa de 2.350 ± 100 Ma, encontrados em unidades mais novas que o Grupo Piracicaba. O ciclo sedimentar do Grupo Piracicaba culmina com a deposição, em águas profundas, das formações Taboões e Barreiro.

O limite temporal para o topo do Grupo Piracicaba não está bem definido. O registro sedimentar da unidade parece indicar a estabilização progressiva da bacia. Portanto, o término da deposição deve anteceder o início do Evento Transamazônico, o que sugere que o topo do Grupo Piracicaba seja de idade mais antiga que 2.124 ± 2 Ma. Esta é a idade do Batólito Alto Maranhão, considerado um granitóide pré-colisional do Evento Transamazônico.

6.2.1.3. Grupo Sabará

A principal faixa de ocorrência da unidade é aquela que bordeja o flanco setentrional da Serra do Curral. O Grupo Sabará ocorre ainda na região de Ouro Preto, no Sinclinal Gandarela e, provavelmente, no Sinclinal Dom Bosco e região de Congonhas (Dorr 1969).

Na faixa ao longo da Serra do Curral, o Grupo Sabará é composto, na base, por xistos (filitos) cloríticos com intercalações frequentes de metagrauvacas, mais raro quartzito e metachert. No topo, predominam largamente os xistos, podendo conter granada e estauroлита (Gair 1962). Nesta mesma faixa, Costa (1961) descreveu a presença de metatufos de composição entre andesítica e basáltica e Ferrari (1980) identificou metabasaltos muito alterados. Estudos petrográficos do autor identificaram as rochas filíticas como metapelitos, compostos essencialmente por quartzo, sericita e clorita. Crescimento de minerais como biotita, granada e estauroлита refletem o incremento do metamorfismo. A matriz das metagrauvacas possui a mesma composição dos filitos, exibindo cristais maiores de quartzo e feldspato, além de fragmentos líticos subordinados. Análises químicas de metapelitos e metagrauvacas da Formação da Sabará foram apresentadas por Jordt-Evangelista (1992).

O Grupo Sabará recobre todas as formações do Grupo Piracicaba caracterizando, em alguns locais, uma discordância erosiva basal (Dorr 1969). Conglomerados basais são descritos na Serra do Curral e na região de Ouro Preto, contendo clastos originados das formações sotopostas do Grupo Piracicaba (Barbosa 1968). Níveis conglomeráticos intercalados na sequência estão também presentes, como o conglomerado exposto em um corte da rodovia Fernão Dias, parte ocidental da Serra do Curral, descrito por Simmons (1968). Os seixos são rolados, atingindo até 20cm de diâmetro, compostos por quartzito, quartzo e granito. Na região de Ouro Preto, seixos e blocos (predominantemente de quartzito e granito) ocorrem de forma esparsa nos xistos Sabará ao longo de toda a seção desta unidade (Barbosa 1968). Estas são as primeiras ocorrências conhecidas de clastos de composição granítica dentro do Supergrupo Minas.

Descrevendo o Grupo Sabará, Dorr (1969) afirma que: "...volcanism ... contributed sediments to the region, many of the rocks are turbidites, and the presence of granitic boulders indicates nearby crustal instability and the unroofing of batholithic masses...". Para Dorr (1969), assim como para Barbosa (1968), o Grupo Sabará representa uma sedimentação do tipo *flysh*. O termo *flysh* descreve uma pilha sedimentar que evolui em um contexto geodinâmico específico, no caso os estágios pré a sin-colisionais do desenvolvimento de um cinturão orogênico (Homewood & Lateltin 1988). Os limites temporais sugeridos para a Grupo Sabará parecem corroborar sua classificação como uma sequência tipo *flysh*, como se verá a seguir.

Os zircões detríticos datados provinham de uma amostra de metagrauvaca, cujo estudo petrográfico revelou feições particulares. A matriz era composta por quartzo, sericita, clorita e carbonato, rica em pequenos cristais de granada. Exibia duas variedades de fragmentos líticos, constituídos por granitóides e vulcanitos. Os fragmentos de rocha vulcânica apresentavam matriz muito fina, com fenocristais euédricos de sanidina, subordinadamente plagioclásio, indicando composição intermediária a ácida. A população de zircão desta rocha era bastante variada, incluindo grãos rolados e foscos denunciando o transporte sedimentar, até cristais perfeitamente euédricos e com arestas bem definidas. Dois zircões deste último tipo foram analisados por Machado *et al* (1992), um deles fornecendo a idade U-Pb concordante de 2.125 ± 4 Ma. Dentre os 45 outros zircões analisados por LP-ICPMS, a idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ mais jovem obtida foi 2.122 ± 140 Ma.

Existe uma notável coincidência entre as idades dos zircões mais novos da metagrauvaca e a idade de 2124 ± 2 Ma do Batólito Alto Maranhão. Não há dúvida de que a rocha grauvaqueana incorporou zircões gerados em algum tipo de manifestação magmática, plutônica ou extrusiva, contemporânea à fase pré-colisional do Evento Transamazônico. A própria amostra estudada evidenciava contribuição vulcânica. Evidentemente, não existem maneiras de demonstrar que tal vulcanismo foi sin-sedimentar, ou que o zircão com 2.125 ± 4 Ma provinha dos fragmentos vulcânicos. Fica, entretanto, a sugestão de que esta última idade seja a da própria sedimentação do Grupo Sabará.

A idade presumível e a natureza do pacote sedimentar do Grupo Sabará vêm ao encontro da hipótese de que a unidade representa a sedimentação sin-orogênica do Evento Transamazônico, o que delimitaria sua deposição entre, aproximadamente, 2.125 e 2.035 Ma.

6.2.2 Grupo Itacolomi

O número de zircões detríticos analisados para a amostra desta unidade é restrito, igual a 11, mas a distribuição das idades segue o mesmo padrão exibido pelos zircões do Grupo Sabará. A idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ mais nova, 2.178 ± 91 Ma, define o limite superior para a sedimentação do Grupo Itacolomi.

Barbosa (1968) comparou o Grupo Itacolomi a uma sequência tipo molassa. Sua descrição sugere que a deposição da unidade ocorreu em bacias restritas, cuja subsidência se iniciara quando da sedimentação do Grupo Sabará. É interessante confrontar este cenário com a afirmativa de Homewood & Lateltin (1988) de que: "...flysh gives way to molasse both in space and in time". A sedimentação do tipo fluvial e lacustre do Grupo Itacolomi (e.g. Moraes 1985) é

também um atributo comum da sedimentação molássica. Em conclusão, caso a sedimentação do Grupo Itacolomi tenha sido mesmo contínua à sedimentação do Grupo Sabará, sua idade máxima estaria balizada pelo evento colisional transamazônico, supostamente entre 2065-2035 Ma.

Figura 38: Coluna estratigráfica do Supergupo Minas e Grupo Itacolomi, apresentando os limites temporais (em Ma) propostos para a sedimentação.

7. ALGUMAS CONSIDERAÇÕES SOBRE EVENTOS DE CISALHAMENTO E MINERALIZAÇÃO AURÍFERA COM BASE EM DETERMINAÇÕES U-Pb EM RUTILO E TITANITA

7.1. GEOLOGIA DA ÁREA INVESTIGADA (REGIÃO NORDESTE DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO) E AMOSTRAGEM

As grandes feições geológicas da região em causa são representadas pelo Complexo Gnáissico de Caeté, pelo Sinclinal Gandarela (constituído pelo Supergrupo Minas) e pela Serra das Cambotas, que representa a extensão meridional do Supergrupo Espinhaço. O arcabouço estrutural é definido por um sistema de falhas de empurrão e falhas oblíquas, as quais constituem o Sistema Cambotas-Fundão, detalhadamente descrito por Chemale Jr. *et al.* (1991). Este sistema de falhamentos envolveu o Supergrupo Minas no Sinclinal Gandarela e porções do seu embasamento, representado na área pelo Grupo Nova Lima, posicionando o conjunto contra o próprio Grupo Nova Lima, a oeste, e o Complexo Caeté a norte. Esta situação pode ser visualizada no mapa da figura 39, extraído de Belo de Oliveira & Vieira (1987). O mapa delimita um domínio alóctone e outro para-autóctone para o Grupo Nova Lima (Supergrupo Rio das Velhas). O primeiro corresponde à faixa desta unidade que foi envolvida pelo Sistema Cambotas-Fundão. Internamente a este domínio, Belo de Oliveira & Vieira (1987) identificaram uma mega-estrutura antiformal, fortemente acilíndrica (estrutura Geriza), composta por metavulcânicas máficas e ultramáficas.

Na estrutura Geriza, especialmente em seus bordos falhados e cisalhados, encontram-se diversas ocorrências auríferas. A mineralização aurífera associa-se a processos de alteração hidrotermal nas zonas de cisalhamento (Belo de Oliveira *et al.* 1990). As metavulcânicas máficas, nas zonas de cisalhamento mineralizadas, evidenciam reações de sericitização, cloritização e carbonatação. No âmbito deste processo, ocorreu a formação de rutilo a partir da ilmenita pré-existente.

Uma fração de rutilo, extraída de amostra proveniente de uma zona mineralizada localizada no bordo sul da estrutura Geriza, foi fornecida por O. A. Belo de Oliveira (DOCEGEO). A localização da amostra (amostra CAE-1) encontra-se na figura 39.

Outra amostra da região em foco, analisada por U-Pb, provém de uma pedreira próxima à localidade de Cocais (amostra M-88-8C, figura 39). Ocorre aí um gnaiss intensamente cisalhado e com bandas máficas, de onde se obteve uma fração de titanita.

Figura 39: Mapa geológico da região de Caeté (segundo Belo de Oliveira & Vieira 1987).

7.2. GEOCROLOGIA

7.2.1. Determinações U-Pb em rutilo e resultados obtidos

Embora possa ser encontrado em algumas rochas ígneas, especialmente em rochas alcalinas e pegmatitos, o rutilo é muito mais comum nas rochas metamórficas. Rutilo metamórfico tem sido descrito em uma grande variedade de litotipos, abrangendo praticamente todos os graus metamórficos (Mezger *et al.* 1989). Quando comparado com outros minerais,

como zircão, monazita e titanita, a utilização do rutilo em estudos geocronológicos U-Pb é relativamente rara na literatura geológica. O comportamento do sistema isotópico U-Pb neste mineral é bastante complexo, frequentemente resultando em idades muito discordantes e de difícil interpretação (*e.g.* Corfu & Muir 1989).

Um aspecto comum ao estudo geocronológico de cinturões metamórficos de diversas idades é o fato de o rutilo, sistematicamente, fornecer idades mais novas que o zircão e mesmo que a titanita. Diferenças de até 200 Ma já foram observadas. Mezger *et al.* (1989) apresentam um estudo dessa natureza para dois terrenos de alto grau do Arqueano e do Mesoproterozóico, onde concluem que as idades de rutilo são idades de resfriamento, sendo semelhantes às idades K-Ar e Ar-Ar em hornblenda para as mesmas áreas. Com base nesta conclusão, calcularam a temperatura de fechamento do rutilo, em relação ao sistema U-Pb, em $400 \pm 20^\circ\text{C}$. Em outros trabalhos, Schärer *et al.* (1986) e Davis *et al.* (1989) também admitem que as idades mais novas do rutilo, em relação a outros minerais, possam representar idades de resfriamento, ou sua formação nos estágios finais do evento metamórfico principal. Entretanto, esses autores inclinam-se para a hipótese de que o rutilo tenha sido gerado em um evento metassomático posterior ao metamorfismo.

As situações onde o rutilo é, com certeza, um produto de reações hidrotermais, têm sido mais frequentemente tratadas na literatura, com o objetivo de datar tais processos e as mineralizações sulfetadas associadas (*e.g.* Richards *et al.* 1988, Wöng *et al.* 1989, Corfu & Muir 1989, Schandl *et al.* 1990). Datações bastante precisas do evento hidrotermal gerador de rutilo têm sido obtidas, embora nem sempre este evento se relacione diretamente com a mineralização, que pode ser mais antiga (*e.g.* Corfu & Muir 1989). Ficou também demonstrado que o rutilo hidrotermal pode formar-se a temperaturas consideravelmente mais baixas que a temperatura de bloqueio calculada por Mezger *et al.* (1988). Neste caso, a idade obtida deve datar a cristalização do mineral (Schandl *et al.* 1990).

Os rutilos estudados no presente trabalho são de origem hidrotermal e, aparentemente, relacionados ao processo de mineralização aurífera. A fração analisada era composta por cristais bem formados, de hábito prismático e cor marron escura. Por serem os grãos muito opacos, não foi possível identificar a presença de inclusões. A fração foi submetida à abrasão por 1h a uma pressão de 2psi. Os resultados analíticos são apresentados na tabela 20 e figura 40. A análise é muito discordante (24%) e com idade mínima ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) de 2.580 Ma. O conteúdo em U era extremamente baixo, 3,2ppm, sendo a razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ igualmente muito baixa, igual a 70. Isto aumenta a incerteza da idade, tornando necessário fazer a correção para o Pb comum. Esta foi feita assumindo uma composição isotópica inicial a partir da curva de crescimento do Pb de Stacey & Kramers (1975) para $T=2.776$ Ma. Esta idade foi tomada do principal evento arqueano datado na região (Machado *et al.* 1982). Ainda que arbitrária, tal correção não tem qualquer

influência na informação básica fornecida pela análise, a de que o rutilo deve ter cristalizado durante o Arqueano.

Existe outra análise de rutilo para uma área próxima, no Complexo Caeté (Machado *et al.* 1992). O rutilo provém de uma rocha gnássica milonitizada, cuja idade de cristalização, obtida a partir de análise de zircão, é $2.776 \pm 7/-6$ Ma. O rutilo era também pobre em U (6ppm) fornecendo idade mínima de 2.309 Ma, muito discordante. Belo de Oliveira & Teixeira (1990) obtiveram, para outra faixa de gnaisses milonitizados do Complexo Caeté, idade Rb-Sr de 2.130 ± 101 Ma, interpretada como a idade do metassomatismo associado à milonitização. Esta idade é coerente com os dados U-Pb para o metamorfismo transamazônico no Quadrilátero Ferrífero. Tal evento teria causado perda parcial de Pb no rutilo do gnaisse, mas sua cristalização tem que estar ligada a um evento mais antigo.

Conclusão semelhante pode ser admitida para o rutilo da zona mineralizada da estrutura Geriza. A discordância da análise indica um padrão complexo de perda de Pb, devido à influência dos eventos proterozóicos. Entretanto, sua formação estaria relacionada a um episódio de alteração hidrotermal ocorrido ainda no Arqueano. Um cenário plausível é que, durante este primeiro evento, todos os minerais reativos para a formação do rutilo tenham sido consumidos. Logo, no caso da recorrência dos processos de alteração, rutilo não mais se formaria, embora seu sistema isotópico tenha sido afetado.

As conclusões a partir de um único dado devem ser tomadas com a devida cautela. Uma recomendação, para futuras investigações nesta linha, pode ser tomada do trabalho de Corfu & Muir (1989). Partindo de uma análise muito discordante, os autores separaram frações menores de rutilo da mesma amostra, sob criteriosa classificação tipológica, obtendo resultados muito mais concordantes, especialmente para rutilos translúcidos onde a presença de inclusões pode ser detectada.

7.2.2. Determinação U-Pb em titanita do gnaisse de Cocaís

A fração de titanita analisada forneceu idade mínima de 2.555 Ma, 3,5% discordante (Tabela 20, figura 40). Tentativamente, este resultado poderia colocar-se em uma discórdia entre o Arqueano, há 2.800-2.700 Ma., e o Evento Transamazônico, *ca.* 2.050 Ma. Na hipótese de ser correta esta assertiva, ter-se-ia uma situação semelhante à dos gnaisses do Complexo Belo Horizonte, ou seja, o Evento Transamazônico como o principal episódio de retrabalhamento tectono-metamórfico das rochas arqueanas.

Tabela 20: Resultados analíticos U-Pb para rutilo e titanita da região nordeste do Quadrilátero Ferrífero.

Amostra			Concentrações			Razões Isotópicas					Idades (Ma)		
Nº da amostra	Min. *1	Peso (mg)	Urânio (ppm)*2	Pb rad. (ppm)*2	Pb com. (pg)*3	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ *4	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ *5	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ *5	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ *5	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ *5	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
CAE-1	R	0,1710	3,21	3,30	231	70	2,0106	0,37406	8,886	0,17230	2048	2326	2580
M-88-8c	T	0,2800	78	42	1041	635	0,1423	0,46914	10,978	0,16972	2480	2521	2555

*1- R=rutilo; T=titanita

*2- Concentrações são conhecidas com precisão de 2% para amostras pesando 0,4 mg, 10-20% para amostras abaixo de 0,020mg. Para amostras cujo peso está abaixo da sensibilidade da balança, 0,001mg, as concentrações listadas são valores máximos.

*3- Pb comum total corrigido para o Pb comum do spike.

*4- Razão medida, corrigida apenas para o fracionamento.

*5- Razões corrigidas para o spike, fracionamento, branco e Pb comum inicial.

**Figura 40: Diagrama concórdia para o rutilo da zona mineralizada no Grupo Nova Lima (CAE-1) e titanita da Pedreira de Cocais (M-88-8C). São também lançados a discórdia do Gnaiss de Caeté (intercepto superior a 2776 Ma) e o rutilo desta mesma rocha (M-88-2-4).
Legenda: r=rutilo; t=titanita.**

7.3. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

O rutilo e a titanita analisados, ambos provenientes de zonas de cisalhamento, foram gerados em evento(s) metamórfico/metassomático(s) do Arqueano. Embora a estruturação da região em causa se deva, essencialmente, aos eventos tectônicos do Proterozóico (Belo de Oliveira & Teixeira 1990, Chemale Jr. *et al.* 1991), algumas zonas de cisalhamento seriam estruturas arqueanas reativadas.

Os dados isotópicos para o rutilo indicam que o primeiro evento de cisalhamento/alteração hidrotermal na estrutura Geriza, com mineralização aurífera associada, é de idade arqueana. Tal conclusão é coerente com os resultados de determinações Pb-Pb em sulfetos da Mina de São Bento (Dewitt *et al.* 1994), situada pouco a leste desta área. Admite-se que os processos metalogenéticos tenham sido recorrentes durante os eventos proterozóicos, de forma que a mineralização aurífera não pode ser atribuída a um único episódio.

8. CONCLUSÕES

A tabela 21 apresenta um sumário dos dados geocronológicos obtidos neste trabalho. Nas próximas seções será discutida uma proposta de evolução geológica para a região do Quadrilátero Ferrífero, baseada nestes dados e no acervo geocronológico anterior. Discussões dessa natureza envolvem, inevitavelmente, apreciável parcela de especulação. Portanto, muitas das afirmações, ou suposições, contidas neste capítulo deverão ser encaradas como propostas para investigações futuras.

8.1. EVOLUÇÃO CUSTAL NO ARQUEANO

8.1.1. Formação dos primeiros núcleos continentais (3.300-3.000 Ma)

As informações sobre os primeiros eventos de geração de crosta continental são fragmentárias e, frequentemente, indiretas. Tal fato é comum a todos os terrenos arqueanos existentes, já que o alto fluxo térmico e a grande mobilidade tectônica, vigentes naquela etapa da história da Terra, promoveram profunda reciclagem dos primeiros núcleos continentais. O sistema isotópico U-Pb do zircão, com frequência, é o único a conservar a "memória" desses eventos iniciais. Serão apresentadas, a seguir, algumas evidências da existência de núcleos continentais no período 3.300-3.000 Ma.

No Complexo Metamórfico Bonfim, Machado & Carneiro (1992) obtiveram uma discórdia a partir de análises de núcleo e sobrecrecimento de zircão, extraídos do Gnaiss Alberto Flores. Apesar da discórdia ter sido traçada apenas por dois pontos, existe a indicação de que o protólito do gnaiss teria-se cristalizado por volta de 3.280 Ma.

Tabela 21: *Sumário dos dados geocronológicos obtidos neste estudo.*

Área/Litotipo	Método	Idade (Ma)	Interpretação
COMPLEXO BELO HORIZONTE Gnaiss Belo Horizonte	U-Pb (z)	2.860±14/-10	migmatização
	Rb-Sr (rt)	2.619±65	evento neo-arqueano (?)
	U-Pb (t)	2.041±5	metamorfismo
	K-Ar (b)	1.798±96	resfriamento transamazônico
Granito Santa. Luzia	U-Pb (z)	2.712±5/-4	cristalização
	U-Pb (t)	~2.050 (?)	metamorfismo
Granito Córrego do Brumado	U-Pb (m)	~2.045	cristalização
Granito Morro da Pedra	Pb-Pb (kf)	2.227±490	cristalização (?)
Granito General Carneiro	Rb-Sr (rt)	1.740±53	reativação mesoproterozóica
	K-Ar (b)	1.007±35	eventos termais
SUL DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO			
Granito Salto do Paraopeba	U-Pb (z)	2.612±5	cristalização
Pegmatito de Salto	Pb-Pb (h)	2.236±200	cristalização
Batólito Alto Maranhão	U-Pb (z/t)	2.124±2	cristalização
	Sm-Nd (TDM)	2.110±57	extração do manto
	Rb-Sr (rt)	664±80/484±37	rejuvenescimento brasileiro
	K-Ar (b)	1.000±22/730±25	eventos termais
Pegmatito Falha do Engenho	U-Pb (m)	~596	cristalização
NE DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO			
Gnaiss	U-Pb (t)	>2.555	
Zona mineralizada	U-Pb (r)	>2.580	idade mínima mineralização Au

Nota: z=zircão, t=titanita, m=monazita, kf=K-feldspato, h=hornblenda, b=biotita; rt= rocha total.

A sul do Quadrilátero Ferrífero, no domínio da Faixa Alto Rio Grande (região de Barbacena), Söllner *et al.* (1991) analisaram um gnaiss bandado que, segundo os autores, seria constituído pela alternância de bandas de origem vulcânica e bandas sedimentares. As distintas populações de zircão definiram uma idade de 3.399±114/-112 Ma para a área fonte dos zircões detríticos e 3.130±8 Ma para o evento vulcânico.

O *Greenstone Belt* de Piumhi apresenta uma seqüência basal composta, essencialmente, por rochas vulcânicas e vulcanoclásticas, de composição ultramáfica a máfica, e sedimentos de composição máfica subordinados (Schrang 1982; Jahn & Schrang 1983). Na sua porção mais inferior, derrames komatiíticos exibem *sills* estratificados de composição máfica a ultramáfica. Um meta-gabro anortosítico, proveniente de um dos *sills*, continha poucos zircões de uma só tipologia, cuja análise forneceu uma discórdia com intercepto superior a $3.116 \pm 10/-7$ Ma. (Machado & Schrang 1989). Esta idade deve datar a geração do pacote vulcânico.

O ambiente geotectônico de formação dos *greenstone belts* é um assunto controverso; considerando-se apenas os modelos de tectônica de placas, *greenstone belts* têm sido relacionados a todos os ambientes possíveis (e.g. Windley 1984). As unidades máfico-ultramáficas basais dos *greenstone belts* mais antigos (>3.000 Ma) poderiam representar remanescentes de crosta oceânica (e.g. De Wit *et al.* 1987). Neste caso, a existência de blocos continentais contemporâneos ao *Greenstone Belt* de Piumhi não está implícita. Entretanto, rochas gnáissicas expostas a algumas dezenas de km a leste, no Complexo Campo Belo, exibem as idades Rb-Sr mais elevadas conhecidas no setor meridional do Cráton do São Francisco. Parte da crosta siálica aí presente formou-se durante o intervalo 3.380-3.310 Ma (Teixeira *et al.* 1994).

A idade mais antiga registrada para os zircões detríticos das unidades supracrustais do Quadrilátero Ferrífero foi 3.227 ± 38 Ma. Do conjunto de 110 grãos analisados, foi obtido apenas mais um valor acima de 3.100 Ma (3.130 ± 38 Ma) e três entre 3.100 e 3.000 Ma. Ainda na região do Quadrilátero Ferrífero, próximo a Caeté, Machado *et al.* (1992) dataram um metariolito em 3.029 Ma.

O Complexo Campo Belo parece constituir o único fragmento continental cuja formação inicial pode ser atribuída ao período 3.300-3.000 Ma. Em outras áreas, a presença de crosta continental desta idade é apenas vestigial, face aos dados existentes. Entretanto, núcleos continentais primitivos atribuídos ao período em causa, ou mesmo mais antigos, são bem conhecidos no setor setentrional do Cráton do São Francisco (Teixeira 1993). De fato, é exatamente a partir de 3.300 Ma que o crescimento de crosta continental parece experimentar uma aceleração em escala mundial (e.g. Goodwin 1991).

8.1.2. Crescimento Continental e Eventos Tectono-Termiais (3.000-2.850 Ma)

O histograma de distribuição das idades de zircão detrítico (Figura 36) exhibe um aumento dos dados a partir de 3.000 Ma., com o máximo posicionado em torno de 2.850 Ma. Eventos

nesta faixa de idades são conhecidos no embasamento do Supergrupo Espinhaço, exposto a sul de Diamantina ("Janela" de Gouveia), e no Complexo Belo Horizonte.

Na "Janela" de Gouveia, o complexo granito-gnáissico apresenta idade um tanto incerta, mas no intervalo 3.000-2.840 Ma (Machado *et al.* 1989b, Machado & Noce 1993). A idade mais nova representa a intrusão do Granito de Gouveia em 2.839 ± 14 Ma (Machado *et al.* 1989b). Na mesma área, um metariolito da sequência vulcano-sedimentar do Supergrupo Rio Paraúna forneceu uma discórdia com intercepto superior a 2.971 ± 16 Ma (Machado *et al.* 1989b).

A maior parte do Complexo Belo Horizonte é formada por rochas gnáissicas (Gnaiss Belo Horizonte) constituindo uma suíte TTG. O gnaiss sofreu importante evento tectono-termal por volta de $2.860 \pm 14/-10$ Ma, sendo parcialmente migmatizado. Informações adicionais sobre o Complexo Belo Horizonte são fornecidas pelas análises de zircão detrítico das amostras da Formação Moeda (amostra QF-1) e Grupo Sabará (amostra SAB), cuja área-fonte provável foi o próprio complexo. Cerca de 60% dos zircões detríticos da Formação Moeda e 45% da Formação Sabará exibem idades que, na faixa de erro, apresentam superposição no período $2.860 \pm 14/-10$ Ma. Outros 22% dos zircões do conjunto das duas amostras posicionam-se no intervalo 3.000-2.900 Ma. Adicionalmente, o mobilizado migmatítico analisado possuía zircão herdado com idade mínima de 2.922 Ma. Existe, portanto, a sugestão de que o protólito do Gnaiss Belo Horizonte foi gerado em um evento magmático ocorrido entre 3.000-2.900 Ma e, posteriormente, deformado e migmatizado em um evento cujo paroxismo ocorreu em $2.860 \pm 14/-10$ Ma.

Entretanto, a duração de eventos metamórficos, no Arqueano, pode ser excepcionalmente longa. Wiedenbeck (1990) demonstrou, em uma área do Cráton Yilgarn (Austrália), que condições metamórficas de grau elevado, responsáveis por crescimento de zircão, prolongaram-se por cerca de 100 Ma. Caso tal situação tenha se reproduzido no Complexo Belo Horizonte, os zircões na faixa de 3.000-2.900 Ma poderiam ainda estar relacionados ao evento metamórfico, sendo o protólito do gnaiss mais antigo.

É difícil avaliar a extensão da crosta continental formada até 2.850 Ma. Um possível cenário é que esta se encontrasse dividida em número incerto de blocos. Por exemplo, processos geológicos comuns ao conjunto do embasamento arqueano do Quadrilátero Ferrífero são registrados somente depois de 2.780 Ma. Portanto, é possível que, em época anterior, porções desse embasamento ainda evoluíssem de forma independente.

8.1.3. Eventos do Neoarqueano (2.800-2.600 Ma)

Os eventos do Neoarqueano parecem resultar da progressiva aglutinação de blocos continentais, promovendo intenso retrabalhamento da crosta continental formada anteriormente,

associado à adição de material juvenil. A evolução do *Greenstone Belt* Rio das Velhas relaciona-se a um desses eventos.

8.1.3.1. O Evento de 2780-2700 Ma (Evento Rio das Velhas)

Esta designação foi proposta por Carneiro (1992). Trata-se do evento arqueano mais bem caracterizado na região do Quadrilátero Ferrífero, face ao volume de idades U-Pb relativas a este (Machado *et al.* 1992, Machado & Carneiro 1992, Carneiro 1992). Outrossim, diversas isócronas Rb-Sr demonstram a extensão deste evento por grandes áreas do embasamento meridional do Cráton do São Francisco (Teixeira 1985, 1993).

A primeira fase do Evento Rio das Velhas ocorreu ao redor de 2.780-2.770 Ma. No Complexo Bonfim, registra-se o retrabalhamento (metamorfismo) da crosta siálica antiga, representada pelo Gnaiss Alberto Flores, em 2.772 ± 6 Ma, simultaneamente à intrusão de corpos tonalíticos volumetricamente importantes (Tonalitos Samambaia, $2.780 \pm 3/-2$ Ma) e ao vulcanismo félsico no âmbito do *Greenstone Belt* Rio das Velhas (2.772 ± 6 Ma). As idades referidas são determinações U-Pb de Machado *et al.* (1992) e Machado & Carneiro (1992). Idades-modelo (TDM) Sm-Nd para os Tonalitos Samambaia indicam que um dos corpos originou-se do manto por volta de 2.780 Ma, enquanto o outro incorporava componente crustal bem mais antigo, de 2.940 Ma (Teixeira *et al.* 1994).

No Complexo Caeté, plutonismo granodiorítico há $2.776 \pm 7/-6$ Ma foi também contemporâneo do vulcanismo félsico na faixa adjacente do *Greenstone Belt* Rio das Velhas ($2.776 \pm 23/-10$ Ma; Machado *et al.* 1992).

O Granito Mateus Leme, a noroeste do Quadrilátero Ferrífero, exibe idade U-Pb de 2.755 ± 13 Ma, muito próxima da idade-modelo Sm-Nd (TDM) de 2.780 Ma (Romano 1989, Romano *et al.* 1991).

A fase final do Evento Rio das Velhas ocorreu entre 2.720-2.700 Ma, com a intrusão de corpos granitóides de dimensões limitadas. No Complexo Bonfim são conhecidos o Granodiorito Mamona (2.721 ± 3 Ma; Machado *et al.* 1992) e o Granito Brumadinho ($2.703 \pm 24/-20$ Ma; Machado & Carneiro 1992). Estes corpos apresentam características de intrusões pós-tectônicas ou mesmo anorogênicas (Carneiro 1992, Lacerda *et al.* 1993). Nessa mesma época, ocorreu a intrusão, no Complexo Belo Horizonte, do Granito Santa Luzia ($2.712 \pm 5/-4$ Ma), Granito General Carneiro e Granodiorito Ibirité (2.698 ± 18 Ma, Chemale Jr. *et al.* 1993).

A assinatura geoquímica e idade-modelo Sm-Nd (TDM), esta última para o Granito Brumadinho (Teixeira *et al.* 1994), relacionam os granitóides de 2.720-2.700 Ma a processos de

retrabalhamento crustal. Estes corpos representam o último evento de granitogênese arqueana determinado até o presente para a região setentrional do Quadrilátero Ferrífero.

Diversas isócronas Rb-Sr, obtidas para o Complexo Belo Horizonte e áreas a oeste deste (Teixeira 1985, Teixeira *et al.* 1994), forneceram idades entre 2.650 e 2.800 Ma. Estes dados, associados à intrusão do Granito Santa Luzia, demonstram a atuação do Evento Rio das Velhas no Complexo Belo Horizonte.

Pode-se interpretar o evento de 2.780-2.700 Ma à luz da evolução do *Greenstone Belt* Rio das Velhas. O metavulcanito félsico datado na região do Complexo Bonfim (na localidade de Piedade do Paraopeba), ocorre imediatamente acima de um pacote vulcânico máfico-ultramáfico (Noce *et al.* 1992). Portanto, é possível que não seja grande o intervalo temporal entre o vulcanismo toleítico-komatiítico da base da seqüência e o vulcanismo félsico de 2.772 ± 6 Ma. Especulativamente, o vulcanismo e sedimentação do *greenstone* teriam evoluído, a partir dessa época, no âmbito de um processo de fechamento oceânico e colisão continental (Carneiro 1992), o que é reforçado pela associação temporal com retrabalhamento crustal e intrusões tonalíticas. O processo colisional completar-se-ia antes, ou por volta de 2.700 Ma, com a intrusão de granitos tardi a pós-orogênicos. O intervalo de tempo de cerca de 70 Ma é bastante semelhante, por exemplo, àquele requerido para a evolução da porção sul do *Greenstone Belt* Abitibi (Corfu 1993).

As manifestações plutônicas relativas ao Evento Rio das Velhas evidenciam, no caso dos granitóides gerados por volta de 2.780-2.770 Ma, tanto a contribuição juvenil quanto o retrabalhamento da crosta primitiva. Os granitóides de idade 2.720-2.700 Ma são, volumetricamente, menos expressivos e possuem origem crustal. Este *trend* deve refletir o processo progressivo de cratonização.

Um fato notável acerca do Evento Rio das Velhas é sua contemporaneidade com episódios tectono-magmáticos de grande magnitude, registrados em outras áreas arqueanas. Cita-se, por exemplo, a Província Superior (Canadá) e o Cráton Yilgarn (Austrália).

8.1.3.2. Eventos magmáticos finais e a consolidação da plataforma arqueana

O Evento Rio das Velhas parece ter culminado com a estabilização de uma plataforma de extensão considerável, possivelmente com dimensões comparáveis às do Bloco Pilbara na Austrália (Machado & Noce 1993). Esta plataforma, atualmente, compreende a porção exposta do embasamento meridional do Cráton do São Francisco e também parte da infraestrutura das

faixas marginais, como já havia sido demonstrado por Teixeira (1985). O período final de cratonização incluiu manifestações isoladas de magmatismo, representadas pela intrusão do Granito Salto do Paraopeba em 2.612 ± 5 Ma e do Granodiorito Caio Martins em 2.593 ± 18 Ma (Romano 1989, Romano *et al.* 1991).

Estes granitóides tardios podem derivar de algum evento episódico em torno de 2.610-2590 Ma, ou estariam ainda no contexto da evolução do evento anterior. Corfu (1987, 1988) demonstrou que, durante o Arqueano, processos magmáticos e metamórficos, nas porções mais inferiores da crosta, podem continuar atuantes por longos períodos subsequentes ao término dessas atividades na crosta superior granito-*greenstone*.

8.2. CICLO TRANSAMAZÔNICO (PALEOPROTEROZÓICO): EVOLUÇÃO DO SUPERGRUPO MINAS

O Ciclo Transamazônico é expresso por uma série de processos tectônicos, sedimentares e magmáticos, desenvolvidos sobre uma plataforma continental consolidada *ca.* 2.600 Ma. Esses processos culminaram em um evento colisional cujo término ocorreu *ca.* 2.000 Ma.

A sedimentação do Supergrupo Minas iniciou-se, possivelmente, por volta de 2.575 ± 15 Ma, em proto-bacias geradas pelo rifteamento incipiente da plataforma arqueana (Renger *et al.* 1994). Esse período inicial é representada pela deposição da Formação Moeda. Seguiu-se um período de estabilidade tectônica, marcado pela deposição dos sedimentos plataformais que constituem as formações Batatal, Cauê e Gandarela. Esta última tem sua deposição balizada pela idade de 2.420 ± 19 Ma obtida por Babinski *et al.* (1991).

O início da sedimentação do Grupo Piracicaba, por volta de 2.400 Ma, associa-se a um período de instabilidade tectônica da bacia, com manifestações vulcânicas contemporâneas. Especula-se que esse período possa marcar o início de um processo de abertura oceânica. A abertura teria ocorrido a leste e sul do Quadrilátero Ferrífero, mas seus reflexos provocariam a movimentação de blocos durante a sedimentação basal do Grupo Piracicaba.

Em algum momento dessa evolução, possivelmente após a sedimentação do Grupo Piracicaba, o contexto geodinâmico torna-se compressivo. Tem início a subducção da crosta oceânica formada anteriormente, o que é refletido pela intrusão do Batólito Alto Maranhão a 2.124 ± 2 Ma.

O processo culmina em um evento colisional, supostamente entre 2.065-2.035 Ma. Esta idade advém das datações de titanitas do embasamento do Quadrilátero Ferrífero, indicando a reativação dos terrenos arqueanos. Em vários cinturões tem sido demonstrada a correlação de processos de reativação do embasamento com eventos de colisão continental (e.g. Machado *et al.* 1989c).

A Formação Sabará corresponderia à sedimentação sin-orogênica (*flysh*) do Evento Transamazônico, sucedida pela sedimentação molássica representada pelo Grupo Itacolomi.

8.2.1. Considerações sobre a natureza da tectônica transamazônica

A natureza da tectônica transamazônica no Quadrilátero Ferrífero, extensional ou compressional, tem suscitado controvérsias (Marshak & Alkmim 1989, Belo de Oliveira & Teixeira 1990, Chemale Jr. *et al.* 1991, 1994). Alguma luz sobre este tema pode advir do estudo do *overprint* metamórfico transamazônico impresso no embasamento arqueano do Quadrilátero Ferrífero, especialmente através das determinações U-Pb em titanita. A oeste, no Complexo Bonfim, as titanitas preservam a idade arqueana (Machado & Carneiro 1992). Na porção central do Quadrilátero Ferrífero, complexos Belo Horizonte e Bação, as titanitas sofreram *resetting* parcial a total (ou neo-formação) entre 2.065-2.035 Ma. A leste, as rochas arqueanas foram submetidas a metamorfismo no fácies granulito durante o Evento Transamazônico (isócronas Rb-Sr e Pb-Pb de Teixeira *et al.* 1987).

Esse conjunto de dados é coerente com o aumento progressivo do *overprint* metamórfico transamazônico sobre o embasamento arqueano do Quadrilátero Ferrífero, da fácies xisto-verde a oeste a fácies anfibolito na porção central e fácies granulito a leste. Polaridade semelhante está registrada no Supergrupo Minas, atingindo o grau anfibolito (Herz 1978, Roeser *et al.* 1987). No entender do autor, um evento metamórfico dessa natureza, afetando o embasamento/cobertura dentro de um padrão regional razoavelmente bem definido é, classicamente, associado a espessamento crustal em regime compressivo. Este teria ocorrido como reflexo da colisão transamazônica em curso a leste e sudeste do Quadrilátero Ferrífero.

Dois dados isotópicos obtidos diretamente em rochas do Supergrupo Minas, ou em corpos intrusivos neste, endossam o posicionamento da deformação/metamorfismo principais no Evento Transamazônico. Estes são as idades isocrônicas Pb-Pb de 2.050 ± 230 Ma, em carbonatos deformados do Grupo Piracicaba (Babinski *et al.* 1991), e 2.236 ± 200 Ma obtida em pegmatitos foliados cortando a Formação Moeda.

É possível que as estruturas extensionais, bem evidenciadas no domínio ocidental do Quadrilátero Ferrífero (Chemale Jr. *et al.* 1991, 1994), tenham resultado da reversão do regime tectônico ao final da Orogênese Transamazônica. De fato, Marshak *et al.* (1992) afirmam que o processo de ascensão dos blocos do embasamento, ocorrendo dentro do contexto da tectônica extensional, afetou rochas do Supergrupo Minas previamente foliadas e submetidas a metamorfismo na fácies xisto verde baixo. Marchak *et al.* (1992) atribuem o evento extensional e de diapirismo ao Ciclo Espinhaço. Entretanto, pequenos corpos granitóides (granitos Morro da Pedra e Córrego do Brumado no Complexo Belo Horizonte) e lentes pegmatíticas (Complexo Bação), datados entre 2.045 e 2.030 Ma, poderiam ter resultado desse processo, confirmando seu posicionamento ao final da Orogênese Transamazônica.

8.2.2. Uma visão regional do cinturão transamazônico (Cinturão Mineiro)

A região estudada neste trabalho corresponde a um pequeno setor de extenso cinturão transamazônico, designado Cinturão Mineiro por Teixeira (1985). Este cinturão descreve um arco que conforma a borda sul do Cráton do São Francisco assumindo, na região do Quadrilátero Ferrífero, orientação próxima a N-S. A reconstituição geotectônica do Cinturão Mineiro é tarefa complexa, seja pelas deficiências no conhecimento geológico-geocronológico de diversas áreas, seja pela retomada tectônica posterior, especialmente no Evento Brasileiro. O desenvolvimento de um arco magmático plutônico no segmento meridional do cinturão encontra-se bem documentado em termos radiométricos (Teixeira 1985, Quéméneur & Vidal 1989, Heilbron *et al.* 1989, Teixeira & Figueiredo 1991, Choudhuri *et al.* 1992, Quéméneur & Garcia 1993). O arco magmático deve continuar pela região a leste do Quadrilátero Ferrífero, conforme preconizado pelo modelo exposto no capítulo 5 deste trabalho. Entretanto, os diversos corpos granitóides descritos nesta região (Brandalise 1991, Baltazar & Barroso 1993) carecem de determinações geocronológicas.

Os granitóides transamazônicos, segundo Teixeira & Figueiredo (1991), são predominantemente de derivação crustal e definem um *trend* entre tipos cálcio-alcálicos sin a pós-colisionais. Entretanto, existem outros que denotam o consumo de crosta oceânica, como o Batólito Alto Maranhão (2.124 ± 2 Ma), a sul do Quadrilátero Ferrífero. Este corpo, de composição predominantemente tonalítica, é quimicamente semelhante aos granitóides de derivação mantélica posicionados em zonas ativas de margem de placa. Desse modo, os diversos granitóides transamazônicos exprimem diferentes estágios na evolução de uma colisão continental.

A continuação setentrional da infraestrutura do Cinturão Mineiro encontra-se obscurecida pelos eventos tectônicos e seqüências supracrustais mais novas. Não obstante, idades transamazônicas têm sido obtidas para o embasamento do Supergrupo Espinhaço e grupos Macaúbas e Bambuí, na região centro-norte do Estado de Minas Gerais. Cita-se, por exemplo, as idades Rb-Sr em torno de 2.000 Ma no Complexo Itacambira-Barroco (Siga Jr. 1986) e na região de Januária (Besang *et al.* 1977). Na região de Diamantina, uma metavulcânica félsica da Formação Barão de Guacuí (Fogaça *et al.* 1984) foi datada por U-Pb em $2.049 \pm 3/-2$ Ma (Machado *et al.* 1989b). Esta formação, originalmente colocada no Supergrupo Rio Paraúna (Fogaça *et al.* 1984), de idade arqueana, constitui portanto uma unidade supracrustal associada ao Ciclo Transamazônico, depositada no período sin-colisional.

O conhecimento do Cinturão Mineiro a norte do Quadrilátero Ferrífero, ainda que muito fragmentário, sugere sua continuidade com o Cinturão Transamazônico Ocidental no Estado da Bahia (Cinturão Correntina-Guanambi, Teixeira & Figueiredo 1991). A leste deste estende-se outro cinturão transamazônico (Cinturão Itabuna, Teixeira & Figueiredo 1991), separado por um bloco cratônico arqueano. O acervo geocronológico para os cinturões transamazônicos da parte setentrional do Cráton do São Francisco é bem mais rico que aquele do Cinturão Mineiro, permitindo caracterizar uma complexa sucessão de eventos entre 2.400 e 1.900 Ma (Teixeira 1993, Barbosa 1993). Alguns dados evidenciam marcante sincronia com os eventos registrados no Cinturão Mineiro, como as idades U-Pb do metamorfismo superimposto à rochas arqueanas no domínio do Cinturão Itabuna, obtidas por Ledru *et al.* (1993), entre 2.105-2.065 Ma (2.065-2.035 no Quadrilátero Ferrífero). Os processos colisionais finais, ao longo de toda a extensão dos cinturões, encerram-se por volta de 2.000 Ma (Barbosa 1993).

Face às considerações anteriores, imagina-se para a Orogênese Transamazônica um papel semelhante ao exercido pela Orogênese Trans-Hudsoniana (*ca.* 1.800 Ma) na América do Norte. Esta engloba uma série de cinturões orogênicos, interconectados, que derivam da amalgamação da grande massa continental da Laurentia a partir de vários núcleos cratônicos menores (Hoffman 1988).

8.3. EVOLUÇÃO MESO E NEOPROTEROZÓICA

A área continental estabilizada ao final do Evento Transamazônico, *ca.* 2.000 Ma, registra seu primeiro evento importante a 1.750-1.710 Ma, idade do vulcanismo e plutonismo félsico associado ao desenvolvimento da fase *rift* de deposição do Supergrupo Espinhaço (Machado *et*

al. 1989b, Almeida-Abreu 1993, Dossin *et al.* 1993). Eventos distensivos dessa faixa de idade, na região do Quadrilátero Ferrífero, são evidenciados pelos enxames de diques máficos datados por Teixeira *et al.* (1988).

O Evento Brasileiro, ao final do Proterozóico, teve papel fundamental na estruturação de larga parcela do continente sul-americano (*e.g.* Brito Neves & Cordani 1991). No âmbito das análises realizadas neste trabalho, apenas os dados Rb-Sr para o Batólito Alto Maranhão registram rejuvenescimento isotópico brasileiro. Soma-se a estes a idade de 596 Ma dos veios quartzo-feldspáticos da Falha do Engenho. As determinações K-Ar em biotita, na sua maioria, mostram apenas rejuvenescimentos parciais devidos à influência termal do Evento Brasileiro.

Uma questão que se coloca é como conciliar o papel da tectônica brasileira na estruturação do Quadrilátero Ferrífero, preconizado pelos modelos de vários autores (Marshak & Alkmim 1989, Belo de Oliveira & Teixeira 1990, Chemale Jr. *et al.* 1994, etc.), com a escassez de registro isotópico relativo a esse evento. A princípio, o autor encampa a proposta de Belo de Oliveira & Teixeira (1990), segundo a qual o *front* principal da deformação brasileira, no Quadrilátero Ferrífero, situa-se ao longo da Falha de Morro Vermelho (ou Sistema Cambotas-Fundão de Chemale Jr. *et al.* 1991). Todas as determinações U-Pb, Pb-Pb e Rb-Sr (isócronas em rocha total), bem como parte das idades K-Ar, obtidas a oeste deste sistema de falhamento, são pré-brasileiras. Entretanto, o mesmo também ocorre para as idades Rb-Sr e Pb-Pb disponíveis logo a leste do Quadrilátero Ferrífero (Teixeira *et al.* 1987). Isto poderia caracterizar o Evento Brasileiro, no Quadrilátero Ferrífero, como um evento de tectonismo reflexo, em baixas temperaturas, principalmente atuando na reativação de estruturas pré-existentes. Toma-se, como exemplo, a Falha do Engenho. Indícios de atividade deste falhamento já são registrados durante a sedimentação do Supergrupo Minas (Weiss 1989). Sua reativação, no Evento Brasileiro, é bem demonstrada pela idade de 596 Ma dos veios com monazita.

O valor de 596 Ma soma-se às idades U-Pb de 635 ± 2 Ma para um corpo subvulcânico de traquito da região de Piumhi (Machado & Schrank 1989) e 512 ± 5 Ma para um mobilizado félsico do embasamento a leste da Serra do Espinhaço Meridional (Machado *et al.* 1989b). Constata-se que o Evento Brasileiro, nas faixas marginais à borda meridional do Cráton do São Francisco, teve duração superior a 100 Ma, envolvendo uma sucessão de processos cuja cronologia e caracterização encontram-se ainda por determinar.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALEINIKOFF, J.N. & GRACH, R.I. 1990. U-Pb geochronologic constraints on the origin of a unique monazite-xenotime gneiss, Hudson highlands, New York. *American Journal of Science*, **290**:522-546.
- ALKMIM, F.F. 1985. *Sedimentologische, litho-estratigraphische und tektonische Untersuchungen in der Serra de Ouro Branco, Minas Gerais, Brasilien*. Clausthal, 217p. (Tese de Doutorado, Technischen Universität Clausthal).
- ALKMIM, F.F.; BRITO NEVES, B.B.; CASTRO ALVES, J.A. 1993. Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco-uma revisão. In: DOMINGUEZ, J.M.L. & MISI, A. (eds), *O Cráton do São Francisco*. Salvador, SBG-SGM-CNPq, p.45-62.
- ALMEIDA, F.F.M. de. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, **7**(4):349-364.
- ALMEIDA, F.F.M. de & HASUI, Y. 1984. *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Ed. Edgard Blucher, 378p.
- ALMEIDA-ABREU, P.A. 1993. *A evolução geodinâmica da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais, Brasil*. Freiburg i. Br., 150p. (Tese de Doutorado, Albert-Ludwigs-Universität).
- ARROWSMITH, P. 1987. Laser ablation of solids for elemental analysis by inductively coupled plasma mass spectrometry. *Analytical Chemistry*, **59**:1437-1444.
- 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, Ouro Preto, 1991. *Anais...* Ouro Preto, SBGq, v.1, p.628-631.
- BABINSKI, M.; CHEMALE JR., F.; VAN SCHMUS, W.R. 1993. A idade das formações ferríferas bandadas do Supergrupo Minas e sua correlação com aquelas da África do Sul e Austrália. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, 2, Salvador, 1993. *Anais...* Salvador, SBG/SGM, p.152-153.
- BALTAZAR, O.F. & RAPOSO, F. 1993. Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil, Mariana-Folha SF.23-X-B-I. Estado de Minas Gerais. Escala 1:100.000. Brasília, DNPM/CPRM, 196p.
- BARBOSA, A.L.M. 1968. Contribuições recentes à geologia do Quadrilátero Ferrífero. IGC-UFMG (1985), 44p.
- BARBOSA, G.V. 1980. Superfícies de erosão no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, **10**(1):89-101.
- BARBOSA, J.S.F. 1993. O embasamento do Cráton do São Francisco na Bahia: síntese do conhecimento atual. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, 2, Salvador, 1993. *Anais...* Salvador, SBG/SGM, p.9-11.
- BARBOSA, M. I. M. 1985. *Geoquímica das faixas máficas-ultramáficas, plutonitos e migmatitos do "Greenstone Belt" Barbacena, na região de Conselheiro Lafaiete (MG)*. Rio de Janeiro, 185p. (Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio de Janeiro).
- BARBOSA, O. 1949. Contribuição à geologia do centro de Minas Gerais. *Mineração e Metalurgia*, **14**(79):3-19.
- BARBOSA, O. 1954. Évolution du Géosynclinal Espinhaço. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, Argel, 1952. *Comptes Rendus...* Argel, sec. XII, p.2-33.
- BARKER, F. 1979. Trondhjemitite: definition, environment and hypothesis of origin. In: BARKER, F. (ed), *Trondhjemites, Dacites and Related Rocks*. Amsterdam, Elsevier, p. 1-12.
- BATCHELOR, R.A. & BOWDEN, P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, **48**:43-55.
- BELO de OLIVEIRA, O.A. & VIEIRA, M.B.H. 1987. Aspectos da deformação dúctil e progressiva no Quadrilátero Ferrífero. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 4, Belo Horizonte, 1987. *Anais...* Belo Horizonte, SBG-MG, p.237-252 (Boletim 5).
- BELO de OLIVEIRA, O.A.; GRECO, F.M.; VIEIRA, M.B.H. 1987. A relação da tectônica Espinhaço Meridional - Quadrilátero Ferrífero. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 1, Salvador, 1987. *Boletim de Resumos...*SBG-BA/SE, p.74-76.
- 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, p.2589-2603.
- BELO de OLIVEIRA, O.A.; VIEIRA, M.B.H.; GRECO, F.M. 1990. Alteração hidrotermal relacionada a zonas de cisalhamento dúctil em depósitos auríferos no Quadrilátero Ferrífero. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal, 1990. *Boletim de Resumos...*Natal, SBG, p.101.
- BESANG, C.; EBERLE, W.G.; LAHNER, L.; LENZ, H.; MOLLAT, H.; MÜLLER, P.; PAULSEN, S. 1977. Radiometrische Altersbestimmungen an Gesteinen aus Minas Gerais und Espírito Santo/Brasilien. *Geologische Jahrbuch*, **B24**:149-179.

- BRANDALISE, L.A. 1991. Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil. Ponte Nova-Folha SF.23-X-B-II. Estado de Minas Gerais. Escala 1:100.000. Belo Horizonte. DNPM/CPRM, 194p.
- BRITO-NEVES, B.B.; KAWASHITA, K.; CORDANI, U.G.; DELHAL, J. 1979. A evolução geocronológica da Cordilheira do Espinhaço; dados novos e integração. *Revista Brasileira de Geociências*, 9:71-85.
- BRITO-NEVES, B.B.; 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.
- BRITO-NEVES, B.B. & CORDANI, U.G. 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, 53:23-40.
- CAMERON, A.E.; SMITH, D.H.; WALKER, R.L. 1969. Mass spectrometry of nanogram-size samples of lead. *Analytical Chemistry*, 41:525-526.
- CARIGNAN, J.; MACHADO, N.; GARIÉPY, C. 1993a. Pb isotope composition of Ni-Cu-Pb deposits in an Archean greenstone belt: Evidence for Proterozoic remobilization in the Pontiac Subprovince of Canada. *Economic Geology*, 88:709-715.
- CARIGNAN, J.; GARIÉPY, C.; MACHADO, N.; RIVE, M. 1993b. Pb isotopic geochemistry of granitoids and gneisses from the late Archean Pontiac and Abitibi Subprovinces of Canada. *Chemical Geology*, 106(3/4):299-316.
- CARNEIRO, M.A. 1992. *O Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional (Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais): Litoestratigrafia e evolução geológica de um segmento de crosta continental do Arqueano*. São Paulo, 233 p. (Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo).
- CARNEIRO, M.A. & TEIXEIRA, W. 1992. Discordância de idades radiométricas U-Pb e Rb-Sr no Cráton do São Francisco Meridional: Evidências a partir do Complexo Bonfim Setentrional, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo, 1992. *Boletim de Resumos...São Paulo*, SBG, p. 189-188.
- CHAPEL, B.W. & WHITE, A.J.R. 1974. Two contrasting types of granites. *Pacific Geology*, 8:173-174.
- CHEMALE JR., F.; ROSIÈRE, C.A.; ENDO, I. 1991. Evolução tectônica do Quadrilátero Ferrífero Minas Gerais-Um modelo. *Pesquisas*, 18(2):104-127.
- CHEMALE JR., F.; ROSIÈRE, C.A.; ENDO, I. 1994. The tectonic evolution of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Precambrian Research*, 65:25-54.
- CHEMALE JR., F.; BABINSKI, M.; VAN SCHMUS, W.R. 1993. U/Pb dating of granitic-gneissic rocks from the Belo Horizonte and Bonfim complexes, Quadrilátero Ferrífero (Brazil). Report for CNPq and NSF-EAR Project on São Francisco Craton Margin Transect Project, 16p. (inédito).
- CHILDE, F.; DOIG, R.; GARIÉPY, C. 1993. Monazite as a metamorphic chronometer, south of the Grenville Front, western Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 30:1056-1065.
- CHOUDHURI, A.; CRÓSTA, A.P.; SCHRANK, A.; SZABÓ, G.A.J.; IYER, S.S. 1992. The Quilombo granite in the Archean Morro do Ferro greenstone belt, SW Minas Gerais, and regional character of the transamazonian event. *Revista Escola de Minas*, 45(1/2):152-154.
- CONDIE, K.C. 1991. *Archean Greenstone Belts*. Amsterdam, Elsevier. 434p.
- CONDIE, K.C. 1982. Early and Middle Proterozoic supracrustal successions and their tectonic settings. *American Journal of Science*, 282:341-357.
- COPELAND, P.; PARRISH, R.R.; HARRISON, T.M. 1988. Identification of inherited radiogenic Pb in monazite and implications for U-Pb systematics. *Nature*, 333:760-763.
- CORDANI, U.G.; TEIXEIRA, W.; SIGA Jr.; O. 1980. Geocronologia do Quadrilátero Ferrífero. In: SEMANA DE ESTUDOS DA SICEG, 21. Ouro Preto, 1980. *Boletim...Ouro Preto*, SICEG, p.27-44 (Boletim 21, 1989).
- CORDANI, U.G.; SATO, K.; MARINHO, M.M. 1985. The geologic evolution of the ancient granite-greenstone terrane of central-southern Bahia, Brazil. *Precambrian Research*, 27:187-213.
- CORFU, F. 1987. Inverse age stratification in the Archean crust of the Superior Province: evidence for infra- and subcrustal accretion from high resolution U-Pb zircon and monazite ages. *Precambrian Research*, 36:259-275.
- CORFU, F. 1988. Differential response of U-Pb systems in coexisting accessory minerals, Winnipeg River Subprovince, Canadian Shield: implications for Archean crust growth and stabilization. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98:312-325.
- CORFU, F. 1993. The evolution of the southern Abitibi greenstone belt in light of precise U-Pb geochronology. *Economic Geology*, 88:1323-1340.
- CORFU, F.; KROGH, T.E.; AYRES, L.D. 1985. U-Pb zircon and sphene geochronology of a composite Archean granitoid batholith, Favourable Lake area, northwestern Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 22:1436-1451.
- 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.
- CORFU, F. & MUIR, T.L. 1989. The Hemlo-Herron Bay greenstone belt and Hemlo Au-Mo deposit, Superior province, Ontario, Canada. 2: Timing of metamorphism, alteration and Au mineralization from titanite, rutile and monazite U-Pb geochronology. *Chemical Geology*, 79:201-223.

- COSTA, M.T. 1961. Sedimentação e orogênese da Série de Minas. In: SEMANA DE ESTUDOS DA SICEG, 1, Ouro Preto, 1961. *Boletim...Ouro Preto, SICEG*, p.55-61 (Boletim 1).
- CROCCO-RODRIGUES, F.A.; RIBEIRO-RODRIGUES, L.C.; ROSIÈRE, C.A. 1992. Análise crítica sobre a controvérsia do Grupo Tamanduá, Quadrilátero Ferrífero. *Revista Escola de Minas*, **45** (1/2):47-48.
- DAVIS, D.W. 1982. Optimum linear regression and error estimation applied to U-Pb data. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **19**:2141-2149.
- DAVIS, D.W.; BLACKBURN, C.E.; KROGH, T.E. 1982. Zircon U-Pb ages from the Wabigoon-Manitou lakes region, Wabigoon Subprovince, northwest Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **19**:254-266.
- DAVIS, D.W. & JACKSON, M.C. 1988. Geochronology of the Lumby Lake greenstone belt: A 3 Ga complex within the Wabigoon subprovince, northwest Ontario. *Geological Society of America Bulletin*, **100**:818-824.
- DAVIS, D.W.; POULSEN, K.H.; KAMO, S.L. 1989. New insights into Archean crustal development from geochronology in the Rainy Lake area, Superior Province, Canada. *Journal of Geology*, **97**:379-398.
- DAVIS, D.W.; PEZZUTTO, F.; OJAKANGAS, R.W. 1990. The age and provenance of metasedimentary rocks in the Quetico Subprovince, Ontario, from single zircon analyses: implications for Archean sedimentation and tectonics in the Superior Province. *Earth and Planetary Science Letters*, **99**:195-205.
- DAVIS, G.H. & CONEY, P.J. 1979. Geologic development of the cordilleran metamorphic core complexes. *Geology*, **7**:120-124.
- DELHAL, J. & DEMAÏFFE, D. 1985. U/Pb Archean geochronology of the São Francisco Craton (eastern Brazil). *Revista Brasileira de Geociências*, **15**(1):55-60.
- DELOULE, E.; GARIÉPY, C.; DUPRÉ, B. 1989. Metallogenesis of the Abitibi greenstone belt of Canada: a contribution from the analysis of trace lead in sulfide minerals. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **26**:2529-2540.
- DE PAOLO, D.J. 1988. *Neodymium isotope geochemistry: an introduction*. Berlin, Springer-Verlag. 187p. (Minerals and rocks, 20).
- DE WIT, M.J.; HART, R.A.; HART, R.J. 1987. The Jamestown Ophiolite Complex, Barberton mountain belt: a section through 3.5 Ga oceanic crust. *Journal of African Earth Sciences*, **6**:681-730.
- DEWITT, E.; LANDIS, G.P.; ZARTMAN, R.E.; THORMAN, C.H.; GARAYP, E.; PEREIRA, S.M.; BUENO DO PRADO, M.G.; VIEIRA, F.W.R. 1994. Isotopic and fluid inclusion data on the age of the São Bento and Morro Velho gold deposits, Minas Gerais, Brazil. Internal report, 5p.
- DORR II, J.V.N. 1969. Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero. Minas Gerais, Brazil. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, **641-A**:1-110.
- DORR II, J.V.N.; GAIR, J.E.; POMERENE, J.G.; RYNEARSON, G.A. 1957. Revisão da estratigrafia pré-cambriana do Quadrilátero Ferrífero. *Departamento Nacional da Produção Mineral-Divisão de Fomento da Produção Mineral*, **81**:1-31 (Avulso).
- DOSSIN, I.A.; DOSSIN, T.M.; CHARVET, J.; COCHERIE, A.; ROSSI, P. 1993. Single-zircon dating by step-wise Pb-evaporation of Middle Proterozoic magmatism in the Espinhaço range, southeastern São Francisco Craton (Minas Gerais, Brazil). In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, 2, Salvador, 1993. *Anais...* Salvador, SBG/SGM, p.39-42.
- DRAKE, A.A. & MORGAN, B.A. 1980. Precambrian plate tectonics in the Brazilian Shield-evidence from the pre-Minas rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, **1119-B**:1-19.
- EBERT, H. 1957. Beitrag zur des Prakambriums in Minas Gerais. *Geologische Rundschau*, **45**:451-521.
- EVENSEN, N.M.; HAMILTON, P.J.; O'NIONS, R.K. 1978. Rare-earth abundances in chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **42**:1199-1212.
- FENG, R.; MACHADO, N.; LUDDEN, J. 1993. Lead geochronology of zircon by Laser Probe-Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (LP-ICPMS). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **57**:3479-3486.
- FERRARI, P.G. 1980. Considerações geológicas da faixa bordejante à Serra do Curral entre Ibirité e a Serra da Piedade. In: SEMANA DE ESTUDOS DA SICEG, 21, Ouro Preto, 1980. *Boletim...Ouro Preto, SICEG*, p.80-98 (Boletim 21, 1989).
- FIGUEIREDO, M.C.H. & BARBOSA, J.S.F. 1993. Terrenos metamórficos de alto grau do Cráton do São Francisco. In: DOMINGUEZ, J.M.L. & MISI, A. (eds). *O Cráton do São Francisco*. Salvador, SBG-SGM-CNPq, p.63-84.
- FOGAÇA, A.C.C.; ABREU, P.A.A.; SCHORCHER, H.D. 1984. Estratigrafia da sequência supracrustal arqueana na porção mediana-central da Serra do Espinhaço, Minas Gerais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG, p.2654-2667.
- FREITAS, M.E.F.; CROCCO-RODRIGUES, F.A.; ROSIÈRE, C.A. 1992. A correlação do Quartzito Cambotas com a Sequência Espinhaço apoiada por mapeamento geológico em escala 1:10.000. *Revista Escola de Minas*, **45**(1/2):51-53.
- FUCK, R.A. 1991a. Aprovada nova escala de tempo para o Pré-Cambriano. *Revista Brasileira de Geociências*, **21**(2): 182-183.

- FUCK, R.A. 1991b. Subdivisão cronométrica do Arqueano: proposta da Subcomissão de Estratigrafia do Pré-Cambriano. *Revista Brasileira de Geociências*, **21**(2): 184-185.
- GAIR, J.E. 1962. Geology and ore deposits of the Nova Lima and Rio Acima quadrangles. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, **341-A**:1-87.
- GARIÉPY, C.; ALLÈGRE, C.J.; LAJOIE, J. 1984. U-Pb systematics in single zircons from the Pontiac sediments, Abitibi greenstone belt. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **21**:1296-1304.
- GOODWIN, A.M. 1991. *Precambrian geology: The dynamic evolution of the continental crust*. London, Academic Press, 666 p.
- GOSSELIN, D.C.; PAPIKE, J.J.; SHEARER, C.K.; PETERMAN, Z.E.; LAUL, J.C. 1990. Geochemistry and origin of Archean granites from the Black Hills, South Dakota. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **27**:57-71.
- GROSSI SAD, J.H.; PINTO, C.P.; DUARTE, C.L. 1983. Geologia do distrito manganífero de Conselheiro Lafaiete, MG. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 2, Belo Horizonte, 1983. *Anais...* Belo Horizonte, SBG-MG, p.259-270 (Boletim 3).
- GROSSI SAD, J.H. & DUTRA, C.V. 1989. Fracionamento dos elementos terras-raras e suas aplicações em metalogênese. In: FORMOSO, M.L.; NARDI, L.V.S.; HARTMANN, L. (eds.), *Geoquímica dos elementos terras-raras no Brasil*. Rio de Janeiro, CPRM-DNPM, Sociedade Brasileira de Geoquímica, p.132-142.
- GUILD, Ph. 1957. Geology and mineral resources of the Congonhas district, Minas Gerais, Brazil. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, **290**:1-90.
- GUIMARÃES, D. 1931. Contribuição à geologia do Estado de Minas Gerais. *Serviço Geológico e Mineralógico*, **55**:1-36 (Boletim).
- HAGER, J.W. 1989. Relative elemental responses for laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry. *Analytical Chemistry*, **61**:1243-1248.
- HEAMAN, L. & PARRISH, R. 1991. U-Pb geochronology of accessory minerals. In: HEAMAN, L. & LUDDEN, J.N. (eds), *Short Course Handbook on Applications of Radiogenic Isotope Systems to Problems in Geology*. Toronto, Mineralogical Association of Canada, p.59-102.
- HEILBRON, M.; GONÇALVES, M.L.; TEIXEIRA, W.; TROUW, R.A.J.; PADILHA, A.V.; KAWASHITA, K. 1989. Geocronologia da região entre Lavras, São João del Rei, Lima Duarte e Caxambu. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **61**(2):177-199.
- 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. 1978. Metamorphic rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, **641-C**:1-81.
- 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.
- HILL, R.I.; CAMPBELL, I.H.; CHAPPELL, B.H. 1992. Crustal growth, crustal reworking, and granite genesis in the southeastern Yilgarn block, Western Australia. *The University of Western Australia, Publ.*, **22**:203-212.
- HOFFMAN, P.F. 1988. United Plates of North America, the birth of a craton: Early Proterozoic assembly and growth of Laurentia. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, **16**:543-603.
- HOMEWOOD, P. & LATELTIN, O. 1988. Classic swiss clastics (flysch and molasse): The alpine connection. *Geodinamica Acta*, **2**:1-11.
- HOUSH, T. & BOWRING, S.A. 1991. Lead isotopic heterogeneities within alkali feldspars: Implications for the determination of initial lead isotopic compositions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **55**:2309-2316.
- JAHN, B. & SCHRANK, A. 1983. Ree geochemistry of komatiite and associated rocks from Piumhi, southeastern Brazil. *Precambrian Research*, **21**:1-20.
- JORDT-EVANGELISTA, H. 1992. A Formação Sabará, Supergupo Minas, Quadrilátero Ferrífero: Contribuição à petrografia e geoquímica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo, 1992. *Boletim de Resumos...* São Paulo, SBG, p. 412-413.
- KAWASHITA, K.; SONOKI, I.K.; SATO, K.; SONOKI, H.M. Regressões lineares em geocronologia: isócronas, errócronas e pseudoisócronas. *Boletim Instituto de Geociências-USP, Série Científica*, **21**:53-72.
- KROGH, T.E. 1973. A low contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **37**: 488-494.
- KROGH, T.E. 1982a. Improved accuracy of U-Pb zircon dating by selection of more concordant fractions using a high gradient magnetic separation technique. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **46**:631-635.
- KROGH, T.E. 1982b. Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **46**:637-649.
- KROGH, T.E. & DAVIS, G.L. 1975. The production and preparation of ²⁰⁵Pb for use as a tracer for isotope dilution analysis. *Carnegie Institute Washington Yearbook*, **74**: 416-417.

- KROGH, T.E. & TUREK, A. 1982. Precise U-Pb zircon ages from the Gamitagama greenstone belt, southern Superior Province. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 19:859-867.
- LACERDA, M.P.C.; CORREIA NEVES, J.M.; BILAL, E. 1993. Granitóides pré-cambrianos da região de Moeda e Belo Vale-Complexo Moeda (QF-MG). In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, 2, Salvador, 1993. *Anais...* Salvador, SBG/SGM, p.93-96.
- LADEIRA, E.A. 1976. Principais feições tectônicas do Escudo Brasileiro. In: LOCZY, L. & LADEIRA, E.A. *Geologia Estrutural e Introdução à Geotectônica*. São Paulo, Ed. Edgard Blücher, p.431-462.
- LADEIRA, E.A. 1980. *Metallogenesis of gold at the Morro Velho Mine and in Nova Lima District, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil*. London (Ontario), 272 p. (PhD Thesis, University of Western Ontario).
- LADEIRA, E.A. 1981. Primeiras lavas com almofadas (pillows) encontradas no Supergrupo Rio das Velhas, de idade arqueana, no Quadrilátero Ferrífero e no Distrito de Pitangui, Minas Gerais. *Ciências da Terra*, 1:12-14.
- LADEIRA, E.A. & VIVEIROS, J.F.M. 1984. Hipótese sobre a estruturação do Quadrilátero Ferrífero com base nos dados disponíveis. *Sociedade Brasileira de Geologia-Núcleo Minas Gerais*, 4:1-14 (Boletim)
- LADEIRA, E.A. & VIVEIROS, J.F.M. 1986. Introduction to the geology of the Quadrilátero Ferrífero and hypotheses regarding its regional structure. In: THORMAN, C.H.; LADEIRA, E.A.; SCHNABEL, D.C. (eds.), *Gold deposits related to greenstone belts in Brazil*. Deposits Modeling Workshop (Part B), United States Geological Survey (unpublished).
- LEAKE, B.E. 1990. Granite magmas: their sources, initiation and consequences of emplacement. *Journal of the Geological Society London*, 147:579-589.
- LEDRU, P.; COCHERIE, A.; BARBOSA, J. 1993. Ages du métamorphisme granulitique dans le Cráton du São Francisco (Brésil), implications sur la nature de l'orogène transamazonien. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, 2, Salvador, 1993. *Anais...* Salvador, SBG/SGM, p.17.
- LUDWIG, K.R. 1983. Plotting and regression programs for isotope geochemists, for use with HP-86/87 microcomputers. *U.S. Geological Survey Open-File Reports*, 83:849-894.
- LUDWIG, K.R. 1990. A plotting and regression program for radiogenic-isotope data, for IBM-PC compatible computers. *U.S. Geological Survey Open-File Reports*, 88-557:1-44.
- MACHADO F., L.; RIBEIRO, M.W.; GONZALEZ, S.R.; SCHENINI, C.A.; NETO, A.S.; PALMEIRA, R.C.B.; TEIXEIRA, W.; CASTRO, H.E.F. 1983. Geologia. In: PROJETO RADAMBRASIL, *Folhas SF.23/24 Rio de Janeiro e Vitória*. Rio de Janeiro, DNPM/MME/SG. p.27-304. (Levantamento de Recursos Naturais, 32).
- MACHADO, N.; NOCE, C.M.; BELO DE OLIVEIRA, O.A.; LADEIRA, E.A. 1989a. Evolução geológica do Quadrilátero Ferrífero no Arqueano e Proterozóico Inferior com base em geocronologia U-Pb. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 5, Belo Horizonte, 1989. *Anais...* Belo Horizonte, SBG-MG, p.1-4 (Boletim 10).
- MACHADO, N.; SCHRANK, A.; ABREU, F.R.; KNAUER, L.G.; ALMEIDA-ABREU, P.A. 1989b. Resultados preliminares da geocronologia U/Pb na Serra do Espinhaço Meridional. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 5, Belo Horizonte, 1989. *Anais...* Belo Horizonte, SBG-MG, p.1-4 (Boletim 10).
- MACHADO, N.; GOULET, N.; GARIÉPY, C. 1989c. U-Pb geochronology of reactivated Archean basement and of Hudsonian metamorphism in the northern Labrador Trough. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 26:1-15.
- MACHADO, N. & SCHRANK, A. 1989. Geocronologia U/Pb no Maciço de Piumhi-Resultados preliminares. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 5, Belo Horizonte, 1989. *Anais...* Belo Horizonte, SBG-MG, p.45-49 (Boletim 10).
- MACHADO, N.; NOCE, C.M.; LADEIRA, E.A.; BELO DE OLIVEIRA, O.A. 1992. U-Pb geochronology of Archean magmatism and Proterozoic metamorphism in the Quadrilátero Ferrífero, southern São Francisco Craton, Brazil. *Geological Society of America Bulletin*, 104:1221-1227.
- MACHADO, N. & CARNEIRO, M.A. 1992. U-Pb evidence of late Archean tectono-thermal activity in the southern São Francisco shield, Brazil. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 29:2341-2346.
- MACHADO, N. & NOCE, C.M. 1993. A evolução do setor sul do Cráton do São Francisco entre 3,1 e 0,5 Ga baseada em geocronologia U-Pb. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, 2, Salvador, 1993. *Anais...* Salvador, SBG/SGM, p. 100-105.
- MACHADO, N.; NOCE, C.M.; FENG, R. 1993. Idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de zircões detriticos de rochas meta-sedimentares da região do Quadrilátero Ferrífero, sul do Cráton do São Francisco. Considerações sobre áreas-fonte e idades de sedimentação. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, 2, Salvador, 1993. *Anais...* Salvador, SBG/SGM, p. 149-151.
- MANHÊS, G.; ALLÈRE, C.J.; DUPRÉ, B.; HAMELIN, B. 1980. Lead isotope study of basic-ultrabasic layered complexes: Speculations about the age of the earth and primitive mantle characteristics. *Earth and Planetary Science Letters*, 47:370-382.
- MARSHAK, S. & ALKMIM, F.F. 1989. Proterozoic extension/contraction tectonics of the southern São

- Francisco craton and adjacent regions. Minas Gerais, Brazil: a kinematic model relating Quadrilátero Ferrífero, São Francisco basin and Cordilheira do Espinhaço. *Tectonics*, 8:555-571.
- MARSHAK, S.; ALKMIM, F.F.; JORDT-EVANGELISTA, H. 1992. Proterozoic crustal extension and the generation of dome-and-keel structure in an Archean granite-greenstone terrane. *Nature*, 357:491-493.
- MARTIN, H. 1987. Archean and modern granitoids as indicators of changes in geodynamic processes. *Revista Brasileira de Geociências*, 17(3/4):360-365.
- MARTIN, H. 1990. Geochemical investigations of Archean basement terranes. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal, 1990. *Curso...Natal*, SBG, p.1-107.
- MATTINSON, J.M. 1978. Age, origin, and thermal histories of some plutonic rocks from the Salinian Block of California. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 67:233-245.
- MEZGER, K.; HANSON, G.N.; BOHLEN, S.R. 1989. High-precision U-Pb ages of metamorphic rutile: application to the cooling history of high-grade terranes. *Earth and Planetary Science Letters*, 96:106-118.
- MORAES, M.A.S. 1985. Reconhecimento de fácies sedimentares em rochas metamórficas da região de Ouro Preto (MG). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 3, Belo Horizonte, 1985. *Anais... Belo Horizonte*, SBG-MG, p.84-93 (Boletim 5).
- MOTTA, E.G.M.; SAMPAIO, J.C.D.; MOURA, M.M.; COSTA, S.M.S. 1989. *Mapeamento geológico da porção ocidental da Folha Serra da Piedade, Quadrilátero Ferrífero (MG)*. Belo Horizonte, 69 p. (Relatório de Graduação, Universidade Federal de Minas Gerais).
- NOCE, C.M.; PINHEIRO, S.O.; LADEIRA, E.A.; GROSSI SAD, J.H. 1990. Ocorrência de meta-komatilitos com textura "spinifex" no Grupo Nova Lima, oeste do Quadrilátero Ferrífero, MG. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal, 1990. *Boletim de Resumos...Natal*, SBG, p.215.
- NOCE, C.M.; PINHEIRO, S.O.; LADEIRA, E.A.; FRANCA, C.R.; KATTAH, S. 1992. A sequência vulcanossedimentar do Grupo Nova Lima na região de Piedade do Paraopeba, oeste do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, 22(2):175-183.
- NUMMER, A.; SEIXAS, L.A.R.; BAARS, F.J.; ALMEIDA, M.E.; FERREIRA, A.L.; MARTINS, A.P.S.; MONTEIRO, M.A.S.; PAIXÃO, M.A.P.; SIROTHEAU, G.J.C.; TASSO, M.A.L. 1992. Geologia estrutural e petrologia do Lineamento Congonhas-MG. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo, 1992. *Boletim de Resumos...São Paulo*, SBG, p.353-355.
- NUNES, P.D. & THURSTON, P.C. 1980. Two hundred and twenty million years of Archean evolution: a zircon U-Pb age stratigraphic study of the Uchi-Conederation lakes greenstone belt, northwestern Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 17:710-721.
- NUNN, G.A.G.; HEAMAN, L.M.; KROGH, T.E. 1990. U-Pb geochronological evidence for Archean crust in the continuation of the Rae Province (eastern Churchill Province), Grenville front tectonic zone, Labrador. *Geoscience Canada*, 17:259-264.
- O'CONNOR, J.T. 1965. A classification of quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 525-B:79-84.
- OLIVEIRA, G.A.I.; CLEMENTE, P.L.C.; VIAL, D.S. 1983. Excursão à mina de ouro de Morro Velho. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 2, Belo Horizonte, 1983. *Anais... Belo Horizonte*, SBG-MG, p.497-505 (Boletim 3).
- PARRISH, R.R. 1990. U-Pb dating of monazite and its application to geological problems. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 27:1431-1450.
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W.; TINDLE, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25:956-983.
- PEDROSA-SOARES, A.C.; DARDENNE, M.A.; HASUY, I.; CASTRO, F.D.C.; CARVALHO, M.V.A.; REIS, A.C. 1994. Mapa geológico do Estado de Minas Gerais, escala 1:1.000.000. Belo Horizonte, COMIG.
- PETRI, S.; COIMBRA, A.M.; AMARAL, G.; PONÇANO, W.L. 1986. Guia de nomenclatura estratigráfica. *Revista Brasileira de Geociências*, 16(4): 376-415.
- PINTO, C.P. & DUARTE, C.L. 1978. Geologia do precambriano da porção centro-sul do Estado de Minas Gerais (Folhas de Entre Rios de Minas, Conselheiro Lafaiete, Ouro Branco, Resende Costa, Carandá e Tiradentes). Cia. Meridional de Mineração (Relatório inédito), 48p.
- PIRES, F.R.M. 1977. *Geologia do distrito manganífero de Conselheiro Lafaiete, Minas Gerais*. Rio de Janeiro, 344p. (Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio de Janeiro).
- PIRES, F.R.M. & BARBOSA, M.I.M. 1993. O limite meridional do Cráton do São Francisco e o posicionamento de granitos colisionais. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, 2, Salvador, 1993. *Anais... Salvador*, SBG/SGM, p. 33-38.
- POMERENE, J.B. 1964. Geology of Belo Horizonte, Ibirité and Macacos quadrangles. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 341-D:1-84.
- QUÉMÉNEUR, J.J.G. & VIDAL, Ph. 1989. Primeiras datações radiométricas dos granitos de São João del Rei. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS

- GERAIS, 5. Belo Horizonte, 1989. *Anais...* Belo Horizonte, SBG-MG, p.50-54 (Boletim 10).
- QUÉMÉNEUR, J.J.G. & GARCIA, D. 1993 Os maciços de Tabuões e Ritópolis na região de São João del Rei, granitóides transamazônicos com a associação granito-trondhjemitó-pegmatito. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 7, Belo Horizonte, 1993. *Anais...* Belo Horizonte, SBG-MG, p.105-107.
- RENGER, F.E.; SUCKAU, V.E.; SILVA, R.M.P. 1993. Sedimentologia e análise de bacia da Formação Moeda, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 7, Belo Horizonte, 1993. *Anais...* Belo Horizonte, SBG-MG, p.41-45.
- RENGER, F.E.; NOCE, C.M.; ROMANO, A.W.; MACHADO, N. 1994. Evolução sedimentar do Supergrupo Minas (500 Ma de registro geológico), Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. *Geonomos*, 2:1-11.
- RIBEIRO-RODRIGUES, L.C.; CHEMALE Jr., F.; JOST, H. 1993. Posicionamento estratigráfico dos quartzitos da Serra do Caraça. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 7, Belo Horizonte, 1993. *Anais...* Belo Horizonte, SBG-MG, p.34-38.
- RICHARDS, J.P.; KROGH, T.E.; SPOONER, E.T.C. 1988. Fluid inclusion characteristics and U-Pb rutile age of late hydrothermal alteration and veining at the Musoshi stratiform copper deposit, Central Africa copper belt, Zaire. *Economic Geology*, 83:118-139.
- ROBB, L.J. 1983. Geological and chemical characteristics of late granite plutons in the Barberton region and Swaziland with an emphasis on the Dalmeida pluton: A review. *Special Publication Geological Society of South Africa*, 9:153-167.
- ROBB, L.J.; DAVIS, D.W.; KAMO, S.L. 1990. U-Pb ages on single detrital zircon grains from the Witwatersrand Basin, South Africa: constraints on the age of sedimentation and on the evolution of granites adjacent to the basin. *Journal of Geology*, 98:311-328.
- ROESER, H.M.P.; ALKMIM, F.F.; EVANGELISTA, H.J.; COELHO, J.; MENEZES, M.G.; VARAJÃO, C.C.; SOUZA, J.L.; FERREIRA, C.M.; GOMES, N.S. 1987. Quadrilátero Ferrífero. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 2, INTERNATIONAL GEOCHEMICAL CONGRESS, 13, Rio de Janeiro, 1989. *Excursions...* Rio de Janeiro, SBGq-CPRM/DNPM, p.11-43.
- ROMANO, A.W. 1989. *Evolution tectonique de la région NW du Quadrilatère Ferrifère - Minas Gerais, Brésil*. Nancy, 259 p. (Thèse Docteur, Université de Nancy I).
- ROMANO, A.W.; BERTRAND, J.M.; MICHARD, A.; ZIMMERMANN, J.L. 1991. Tectonique tangentielle et décrochements d'âge Protérozoïque inférieur (orogénese transamazonienne, environ 2000 Ma) au Nord du "Quadrilatère ferrifère" (Minas Gerais, Brésil). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 313:1195-1200.
- ROMANO, A.W.; ROSIÈRE, C.A.; COSTA, R.D. 1992. Duplo regime cinemático na região da Falha do Engenho, QF, MG. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo, 1992. *Boletim de Resumos...* São Paulo, SBG, p.360-361.
- SAGER-KINSMAN, E.A. & PARRISH, R.R. 1993. Geochronology of detrital zircons from the Elzevir and Frontenac terranes, Central Metasedimentary Belt, Grenville Province, Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 30:465-473.
- SATO, K. 1986. *Síntese geocronológica do Estado da Bahia e evolução crustal, com base no diagrama de evolução de Sr e razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$* . São Paulo, 124 p. (Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo).
- SATO, K.; TASSINARI, C.C.G.; KAWASHITA, K.; PETRONILHO, L. 1994. Método geocronológico Sm-Nd no IG-USP e suas aplicações. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* (submetido para publicação).
- SCHANDL, E.S.; DAVIS, D.W.; KROGH, T.E. 1990. Are the alteration halos of massive sulfide deposits syngenetic? Evidence from U-Pb dating of hydrothermal rutile at the Kidd volcanic center, Abitibi subprovince, Canada. *Geology*, 18:505-508.
- SCHÄRER, U.; KROGH, T.E.; GOWER, C.F. 1986. Age and evolution of the Grenville Province in eastern Labrador from U-Pb systematics in accessory minerals. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 96:438-451.
- SCHORSCHER, H.D. 1978. Komatiitos na estrutura "Greenstone Belt" Série Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife, 1978. *Boletim de Resumos...* Recife, SBG, p. 292-293.
- SCHORSCHER, H.D. 1992. *Arcabouço petrográfico e evolução crustal de terrenos pré-cambrianos do nordeste de Minas Gerais: Quadrilátero Ferrífero, Espinhaço Meridional e domínios granito-gnaissicos adjacentes*. São Paulo, 394p. (Tese de Livre Docência, Universidade de São Paulo).
- SCHORSCHER, H.D.; SANTANA, F.C.; POLONIA, 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. *Excursions Annex...* Salvador, SBG, 44 p.
- SCHRANK, A. 1982. *Petrologie des komatiites et des roches associées de la ceinture verte du Massif Précambrien de Piumhi (Minas Gerais-Brésil)*. Orsay, 272p. (Thèse Docteur-Ingenieur, Université de Paris-Sud).
- SCHRANK, A. & SILVA, M.G. 1993. Os greenstone-belts do Cráton do São Francisco. In: DOMINGUEZ, J.M.L. & MISI, A. (eds), *O Cráton do São Francisco*. Salvador, SBG-SGM-CNPq, p. 85-118.

- SILVEIRA, L.A.R. 1988. *Geologia e metalotectos de ouro de uma fração do Lineamento Congonhas, Minas Gerais*. Brasília, 119 p. (Dissertação de Mestrado, Universidade de Brasília).
- SIGA Jr., O. 1986. *A evolução geotectônica da porção nordeste de Minas Gerais, com base em interpretações geocronológicas*. São Paulo, 140p. (Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo).
- SILVA, A.M., KUYUMJIAN, R.; CHEMALE JR.; F. 1992. Enxames de dique máficos do Quadrilátero Ferrífero e Espinhaço Meridional. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo, 1992. *Boletim de Resumos Expandidos*...São Paulo, SBG, v.1, p.505.
- SIMMONS, 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.
- SIMMONS, G.C. & MAXWELL, C.H. 1961. Grupo Tamanduá da Série Rio das Velhas. *Departamento Nacional da Produção Mineral-Divisão de Geologia e Mineralogia*, 211:1-30 (Boletim).
- SÖLLNER, F.; LAMMERER, B.; WEBER-DIEFENBACH, K. 1991. Die krustenentwicklung in der küstenregion nördlich von Rio de Janeiro/Brasilien. *Münchener Geologische Hefte*, 4:1-100.
- 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.
- STEIGER, R.H. & JAGER, E. 1977. Subcommission on Geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry. *Earth and Planetary Science Letters*, 36:359-362.
- TARNEY, J. & SAUNDERS, A. 1990. Crustal growth mechanisms and mantle evolution. In: INTERNATIONAL ARCHAEOAN SYMPOSIUM, 3, Perth, 1990. *Extended Abstracts*...Perth, Geoconferences (W.A.) Inc., p.451-452.
- TEIXEIRA, W. 1982. Geochronology of the southern part of the São Francisco craton. *Revista Brasileira de Geociências*, 12(1/3):268-277.
- TEIXEIRA, W. 1985. *A evolução geotectônica da porção meridional do Cráton do São Francisco, com base em interpretações geocronológicas*. São Paulo, 207 p. (Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo).
- TEIXEIRA, W. 1993. Avaliação do acervo de dados geocronológicos e isotópicos do Cráton do São Francisco-implicações tectônicas. In: DOMINGUEZ, J.M.L. & MISI, A. (eds), *O Cráton do São Francisco*. Salvador, SBG-SGM-CNPq, p.11-34.
- TEIXEIRA, W.; EVANGELISTA, H.J.; KAWASHITA, K.; BASEI, M.A.S.; TAYLOR, P.N. 1987. Complexo Granulítico de Acaíaca, MG: Idade, petrogênese e implicações tectônicas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 4, Belo Horizonte, 1987. *Anais*... Belo Horizonte, SBG-MG, 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 Cráton do São Francisco e implicações no contexto geotectônico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém, 1988. *Anais*...Belém, SBG, v.6, p.2870-2878.
- 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.; CARNEIRO, M.A.; NOCE, C.M.; MACHADO, N.; SATO, K.; TAYLOR, P.N. 1994. Pb, Sr and Nd isotope constraints on the Archean evolution of gneissic-granitoid complexes in the southern São Francisco craton, Brazil. *Precambrian Research* (in press).
- 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):147-152.
- TUCKER, R.D.; RAHEIM, A.; KROGH, T.E.; CORFU, F. 1987. 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.
- TUCKER, R.D. & KROGH, T.E. 1988. Geochronological investigation of the Ingdál Granite Gneiss and discordant pegmatites from the Western Gneiss Region, Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 68:201-210.
- VIAL, D.S.; FERREIRA Jr., M.G.; FERRARI, P.G. 1987. A lapa seca na Mina de Morro Velho: Metavulcanitos alterados hidrotermalmente. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 4, Belo Horizonte, 1987. *Anais*... Belo Horizonte, SBG-MG, p.368-390 (Boletim 6).
- VILAÇA, J.N. 1981. Alguns aspectos sedimentares da Formação Moeda. *Sociedade Brasileira de Geologia-Núcleo Minas Gerais*, 2:92-137 (Boletim).
- WEISS, H. 1989. *Sedimentologische, lithostratigraphische und tektonische Untersuchungen im Bereich der Santo Antônio-Fazies, SW Rand des Eisernen Vierecks, Minas Gerais, Brasilien*. Clausthal, 160p. (Tese de Doutorado, Technischen Universität Clausthal).
- WIEDENBECK, M. 1990. The duration of tectono-thermal episodes in the late Archean: constraints from the northwestern Yilgarn craton, western Australia. In: INTERNATIONAL ARCHAEOAN SYMPOSIUM, 3, Perth, 1990. *Extended Abstracts*...Perth, Geoconferences (W.A.) Inc., p.477-479.
- WILLAMSON, J.H. 1968. Least-square fitting of a straight line. *Canadian Journal of Physics*, 46:1845-1847.

WINDLEY, B.F. 1984. *The Evolving Continents*. 2 ed. Chichester, John Wiley & Sons. 399p.

WONG, L.; DAVIS, D.W.; HANES, J.A.; ARCHIBALD, D.A.; HODGSON, C.J.; ROBERT, F. 1989. An integrated U-Pb and Ar-Ar geochronological study of the Archean Sigma gold deposit, Val d'Or, Quebec. In: ANNUAL MEETING OF THE GEOLOGICAL ASSOCIATION OF CANADA AND MINERALOGICAL ASSOCIATION OF CANADA, 14, Montreal, 1989. *Abstracts...*Montreal, GAC-MAC, p.45A.