UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**GEOQUÍMICA, GEOLOGIA ISOTÓPICA E
ASPECTOS PETROLÓGICOS DOS DIQUES
MÁFICOS PRÉ-CAMBRIANOS DA REGIÃO DE
LAVRAS (MG), PORÇÃO SUL DO CRÁTON DO
SÃO FRANCISCO**

JOSÉ PAULO PECCININI PINESE

Orientador: Prof. Dr. Wilson Teixeira

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO JULGADORA

	Nome	Assinatura
Presidente:	Prof. Dr. Wilson Teixeira
Examinadores:	Prof. Dr. Asit Choudhuri
	Prof ^a Dr ^a Marly Babinski
	Prof. Dr. Maurício Antônio Carneiro
	Prof. Dr. Vicente Antonio V. Girardi

SÃO PAULO
1997

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**GEOQUÍMICA, GEOLOGIA ISOTÓPICA E ASPECTOS
PETROLÓGICOS DOS DIQUES MÁFICOS
PRÉ-CAMBRIANOS DA REGIÃO DE LAVRAS (MG),
PORÇÃO SUL DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO**

José Paulo Peccinini Pinese

Orientador: Prof. Dr. Wilson Teixeira

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005402

SÃO PAULO
1997

À minha filha Beatriz,

pelo amor incondicional.

À minha esposa Rosely,

pelo carinho, compreensão e paciência.

À minha mãe Sylvia e à memória do meu pai Agenor,

pelo dom da vida e os ensinamentos sobre ela.

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar a Deus, criador do Cráton do São Francisco e seus inúmeros enigmas. Quem sabe um dia ele nos contará sua verdadeira história evolutiva.

Agradeço ao Prof. Dr. Wilson Teixeira pela orientação, apoio, paciência e os constantes ensinamentos prestados na realização deste trabalho. Sobretudo, pelo incentivo diário na busca das melhores soluções para o aprimoramento constante da pesquisa. Minha eterna gratidão.

Com a mesma gratidão, dirijo meus agradecimentos ao Prof. Dr. Enzo Michele Piccirillo pelas inúmeras discussões críticas e valiosas sugestões que, sem dúvida, em muito contribuíram na elaboração deste trabalho. Pela oportunidade concedida para o nosso treinamento, pela orientação e apoio na realização das análises químicas em rocha total e de parte das análises isotópicas, realizadas nos laboratórios do Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Trieste, Itália.

A Prof^a. Dr^a. Leila Marques do Instituto Astronômico e Geofísico (USP) pelas discussões e conselhos sempre altamente pertinentes e importantes no desenvolvimento desta tese.

Aos Profs. Drs. Joel J. G. Quéméneur (UFMG), Maurício Carneiro (UFOP) e Issamu Endo (UFOP) pelo companheirismo e as diversas discussões geológicas muitas vezes "in loco". Em particular, ao Prof. Quéméneur pela cessão de algumas amostras dos diques da região de Bom Sucesso (MG) e empréstimo da imagem de satélite.

Ao grupo de paleomagnetismo do Instituto Astronômico e Geofísico (USP) nas pessoas da Prof^a. Dr^a. Marcia Ernesto, Prof. Dr. Igor I. G. Pacca, Dr. Manoel D'Agrella Filho e o Msc. Cosme Ferreira, por incentivarem a integração dos trabalhos geoquímicos/paleomagnéticos e que na fase inicial do projeto propiciaram apoio logístico para diversas etapas de campo.

Ao Prof. Dr. Giuliano Bellieni do Departamento de Mineralogia e Petrologia da Universidade de Pádua (Itália), por permitir a utilização da microsonda eletrônica daquele departamento, bem como auxiliar na confecção das análises químicas das fases minerais.

Ao Prof. Dr. Riccardo Petrini pelos ensinamentos e acompanhamento metodológico das análises isotópicas Sm-Nd, quando do nosso estágio no Laboratório de Geoquímica Isotópica da Universidade de Trieste, Itália.

Ao Prof. Dr. Francesco Princivalle, Dr. Angelo De Min, Dr. Paolo Antonini, e ao pessoal técnico-administrativo (Romano, Silvana e Lorenzo) do conjunto de laboratórios da Universidade de Trieste, pelo incondicional suporte técnico e logístico durante minha estadia na Itália. Particularmente, ao colega e amigo Dr. Angelo De Min pelos ensinamentos quanto ao procedimento e realização em fluorescência de raios-X das análises químicas em rocha total.

Aos Profs. Drs. Gilberto Lage e Hércio Andrade da Escola Superior de Agricultura de Lavras (ESAL-MEC), pelo auxílio na obtenção da infraestrutura para os trabalhos de campo como veículo e alojamento.

Ao Dr. Paul Renne do "Berkeley Geochronology Center" (EUA) pela cooperação prestada por meio das análises ^{40}Ar - ^{39}Ar .

Aos amigos e colegas do Instituto de Geociências da USP, em especial Prof. Dr. Gergely Szabó, Dra. Silvia Vieira, Prof. Dr. Marcos Egydio Silva, Vera Lucia Pereira, Ossama Arara, Diana Ragatky, Miguel Tupinambá e Roseli Imbernon, entre tantos outros, pela amizade, incentivo e compreensão no decurso das diversas etapas deste trabalho. Particularmente, ao grande colega e amigo Prof. Dr. Joel Sígolo (Dr. JB) um agradecimento adicional pelo convívio, amizade e apoio logístico na cidade de São Paulo.

Ao corpo técnico do Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo-USP), Liliane Petronilho, Margarida Martins, Ivone Sonoki, Helen Sonoki, Valéria Cristina Reis Santos, Solange Souza, Décio Rosas, João Antunes, José Gouveia (In memoriam), Artur Takashi, Walter Sproesser, Claudio Comerlatti e o incansável Key Sato, pelo apoio laboratorial na execução das análises isotópicas.

Ao Instituto de Geociências da USP, ao corpo docente nele lotado e ao pessoal técnico-administrativo que forneceram sem restrições toda a infraestrutura disponível para o bom desenvolvimento deste trabalho.

Ao Departamento de Geociências da Universidade Estadual de Londrina e aos colegas deste departamento, muitíssimo obrigado pelo período de licença concedida e apoio irrestrito no desenvolvimento deste trabalho.

Finalmente, agradeço as instituições que financiaram esta tese, a saber: FAPESP (Proc. 92/0591-0), CNPq (Proc. 201.385/94-5, bolsa no exterior), CAPES-PICD e CNR (Itália).

RESUMO

Na região de Lavras - Bom Sucesso (Minas Gerais), localizada na porção extremo sul do Cráton do São Francisco, alojam-se corpos de diques máficos pré-cambrianos diagnósticos da existência de no mínimo dois enxames. Tais diques, são intrusivos principalmente em crosta arqueana (2790 - 2660 Ma) que foi parcialmente retrabalhada no Paleoproterozóico (2140 - 1980 Ma) sendo que parte deles secciona as supracrustais do Supergrupo Minas na Serra de Bom Sucesso. Orientam-se preferencialmente a N40°-60°W, N20°-40°E, N-S e subordinadamente a N10°-30°W, N50°-70°E e E-W. Em geral, os diques com direções N40°-60°W são os mais espessos (até 100m) e os mais longos (até 30Km).

Estudos petrográficos e dados de campo permitem subdividir os diques máficos nos seguintes grupos: 1) diques básicos noríticos (DBN); 2) diques básicos - 1 (DB₁); 3) diques básicos - 2 (DB₂); 4) diques metabásicos (DMB); 5) diques anfibolíticos (DA).

Similaridades mineralógicas (e.g. presença de biotita como acessório e bronzita) são assinaladas entre os DB₁ e DBN. Dados geoquímicos revelam que os DB₁ se constituem no prosseguimento evolutivo dos DBN, sendo o conjunto denominado de suíte básico norítica. Por outro lado, os tipos não metamórficos DB₂ se constituem em um grupo composicionalmente diferente denominado de suíte básica. Os diques desta suíte são predominantemente basaltos toleíticos, enquanto aqueles da suíte básico norítica são representados por basaltos e andesi-basaltos toleíticos. Quimicamente, a evolução dos piroxênios reafirma a afinidade toleítica destas suítes. As similaridades químicas e os dados Rb-Sr sugerem que os diques metamórficos (DMB e DA) estejam relacionados à evolução da suíte básica.

Elementos maiores e traços assinalam diferenças composicionais significativas entre os diques máficos da suíte básica e aqueles da suíte básico norítica. Para o mesmo índice evolutivo [mg(0,15)# 0,50] os diques da suíte básico norítica apresentam maiores concentrações em: SiO₂ (55 vs 51%); K₂O (1,2 vs 0,5%); Rb (40 vs 10 ppm); Sr (225 vs 140 ppm); Ba (300 vs 90 ppm) e menores concentrações em: FeO_t (10 vs 13%); CaO (9 vs 10%) e Y (23 vs 35 ppm), quando comparados aos diques da suíte básica. As variações nos valores das razões Zr/Ba (0,23 a 0,73 vs 0,61 a 3,10), Zr/Ce (2,8 a 4,0 vs 3,7 a 5,9) e Zr/Rb (1,9 a 5,7 vs 4,0 a 24,6), são sempre menores para os exemplares básico noríticos, ratificando as diferenças químicas entre as suítes. Adicionalmente, os padrões dos elementos terras raras (ETR) também são significativamente diferentes. Em geral, os diques da suíte básico norítica

apresentam valores mais elevados nas razões La_N/Yb_N (6,1 a 5,8 vs 2,0 a 1,6), La_N/Sm_N (3,5 a 3,0 vs 1,6 a 1,4) e Sm_N/Yb_N (2,0 a 1,9 vs 1,3 a 1,1) do que os diques da suíte básica. Estes dados sugerem a presença de duas suítes geoquímicas distintas, que possivelmente sofreram processos de enriquecimento em ETR leves comparativamente aos basaltos da cadeia meso-oceânica ("MORB").

Análises Rb-Sr, Sm-Nd, K-Ar e ^{40}Ar - ^{39}Ar indicam a ocorrência de duas gerações pré-cambrianas de magmatismo fissural na região. A geração mais antiga é representada pelos diques da suíte básico norítica, cujos dados Sm-Nd em concentrados minerais e rocha total proporcionaram uma isócrona de 2.658 ± 44 Ma (1σ), razão inicial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (Nd_i) de $0,50916 \pm 0,00005$ (12 pontos e $\text{MSWD} \cong 3$). Esta idade é interpretada como a idade de intrusão. Dados Rb-Sr produziram uma errócrona com idade aparente de 2.788 ± 79 (1σ), razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial (Sr_i) de $0,70110 \pm 0,00048$ ($\text{MSWD} \cong 31$). O alto MSWD pode estar relacionado a distúrbios isotópicos ou a características originais da fonte ou ambos. A segunda geração de diques é representada pela suíte básica, cuja idade de intrusão é inferida com base em uma errócrona Rb-Sr [1.875 ± 101 Ma (1σ), Sr_i igual a $0,70255 \pm 0,00028$ e $\text{MSWD} \cong 24$] e relações de contemporaneidade com o Granito Tabuões, este anteriormente datado pelo método Rb-Sr em 1.932 ± 21 Ma.

A evolução isotópica do Sr e Nd indica que os diques da suíte básico norítica [$\epsilon(\text{Nd}) = -2,5$ a $+6$; $\epsilon(\text{Sr}) = -18$ a $+37$] e os diques da suíte básica [$\epsilon(\text{Nd}) = -5,3$ a $-0,6$; $\epsilon(\text{Sr}) = -7$ a $+40$] predominantemente derivaram de uma fonte enriquecida comparativamente a "Terra Global". Contudo, duas amostras da suíte básico norítica plotam no quadrante $\epsilon(\text{Nd})$ vs $\epsilon(\text{Sr})$ empobrecido, indicando heterogeneidade que é típica de fonte litosférica. O conjunto de dados geoquímicos (e.g. SiO_2 , K_2O , Ba) aliados aos dados isotópicos de Sr e Nd, não demonstram evidências de contaminação crustal durante o processo intrusivo.

As suítes básico norítica (2,65 Ga) e básica (1,9 Ga), evoluíram a partir de magmas quantitativamente compatíveis com processos de cristalização fracionada e caracterizados pela heterogeneidade em pequena escala. Tais magmas se originaram, no entanto, a partir de duas fontes geoquimicamente distintas. Uma propiciou a suíte básico norítica e é caracterizada por anomalias negativas de Nb, P, Sm e Ti. A outra propiciou a suíte básica e é caracterizada pelas anomalias negativas de Ba, K, Sr e Eu e pela anomalia positiva de Th. Estes dados, demonstram um comportamento diferenciado entre o manto litosférico do

Neoarqueano e aquele do Paleoproterozóico. Adicionalmente, a anomalia negativa de Nb da suíte básico norítica (2,65 Ga), sugere que o manto litosférico no Neoarqueano possa ter sido fertilizado através de um processo de subducção envolvendo crosta oceânica e/ou sedimentos terrígenos continentais.

Comparações isotópicas e geoquímicas dos diques de Lavras com outros enxames de diques no âmbito do Cráton do São Francisco revelam que a suíte básica (1,9 Ga) apresenta similaridades composicionais com o enxame de Uauá (Bahia), entre outros, sugerindo um possível manto subcontinental geoquimicamente similar em diferentes porções do segmento cratônico.

Tectonicamente, os diques da suíte básico norítica (2.658 Ma) intrudiram a crosta continental sob regime extensional após o Evento Rio das Velhas (2.780-2.700 Ma), ilustrando os processos finais de estabilização do Complexo Campo Belo. Os diques da suíte básica (1.875 Ma), teriam se colocado durante a tectônica extensional associada aos estágios finais da orogenia transamazônica, responsável pelo desenvolvimento do Arco Magmático Mineiro.

ABSTRACT

At least two Precambrian mafic dyke swarms are located in Lavras - Bom Sucesso region in the southern part of São Francisco Craton (Minas Gerais State, Brazil). Such dykes are intrusive into Archean rocks of the Campo Belo Complex (2790 - 2660 Ma) that were reworked in the Paleoproterozoic (2140 - 1980 Ma) and some of them intruded the supracrustals of the Minas Supergroup. The dykes trend preferably N40°-60°W, N20°-40°E, N-S and subordinantly N10°-30°W, N50°-70°E, E-W orientations, and those oriented N40°-60°W are the thickest (until 100 m) and the longest dykes (until 30 Km).

Petrographic studies and field data support the subdivision of the dykes in the following groups: 1) basic-noritic dykes (BND); 2) basic dykes 1 (BD₁); 3) basic dykes 2 (BD₂); 4) metabasic dykes (MBD); 5) amphibolitic dykes (AD). The BD₁ has similar mineralogical composition (e.g. biotite accessory and bronzite) when compared to the BND.

Geochemical data show that the BD₁ and BND belong to a same group named basic-noritic suite, the former being the more evolved member in the suite. On the other hand, BD₂ is compositionally different from this suite and is named basic suite. The basic suite dykes are predominantly tholeiitic basalts while the basic-noritic suite comprises tholeiitic basalts and tholeiitic andesi-basalts. The chemical similarities and Rb-Sr isotope data suggest that the metamorphic dykes (MBD and AD) are related to the basic suite evolution.

Major and trace elements reveal significant compositional variations between these two dyke suites. The basic-noritic suite displays higher contents of SiO₂ (55 vs 51%), K₂O (1.2 vs 0.5%), Rb (40 vs 10 ppm), Sr (225 vs 140 ppm), Ba (300 vs 90 ppm) than those from the basic suite, based on similar mg# values [$(\text{Mg}^{+2}/\text{Mg}^{+2}+\text{Fe}^{+2})$ to $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} = 0.15$]. Basic-noritic and basic suites are distinct in terms of Zr/Ba, Zr/Ce and Zr/Rb ratios. The basic-noritic suite has Zr/Ba (0.23 to 0.73), Zr/Ce (2.8 to 4.0) and Zr/Rb (1.9 to 5.7) ratios usually lower than those of the basic suite (higher than 0.61, 3.7 and 4.0, respectively). The REE patterns also indicate significant differences: basic-noritic suite rocks have higher normalized La_N/Yb_N (6.1 to 5.8), La_N/Sm_N (3.5 to 3.0) and Sm_N/Yb_N (2.0 to 1.9) values compared to those of the basic suite rocks (2.0 to 1.6; 1.6 to 1.4; 1.3 to 1.1, respectively). These data indicate that the Lavras dykes derived from two different geochemical suites both enriched in LREE when compared to MORB.

Rb-Sr, Sm-Nd, K-Ar and ^{40}Ar - ^{39}Ar dates, reveal the existence of two generations of the Precambrian mafic dykes in the study area. The oldest generation, the basic-noritic suite, presents a Sm-Nd mineral and whole rock isochron that yielded a $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ initial ratio of the 0.50916 ± 0.00005 (12 points; $\text{MSWD} \cong 3$) and age of $2,658 \pm 44$ Ma (1σ), interpreted as the intrusion age. The Rb-Sr whole rock systematics of the basic-noritic suite was probably either disturbed by Paleoproterozoic events that overprinted the country rocks or they reflect the nature of the source or both. A nine points errorchron yields an apparent age of $2,788 \pm 79$ Ma (1σ) and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial (Sr_i) of 0.70110 ± 0.00048 ($\text{MSWD} \cong 31$). The second generation of dykes comprises a basic suite and has a Rb-Sr errorchron age of $1,875 \pm 101$ Ma (1σ), Sr_i of 0.70255 ± 0.00028 and MSWD of 24 (7 points). In addition, according to field relations these dykes are contemporaneous to the Tabuões granite (Rb-Sr age of $1,932 \pm 21$ Ma).

The variation in the $\epsilon(\text{Nd})$ and $\epsilon(\text{Sr})$ values on the basic-noritic [$\epsilon(\text{Nd}) = -2.5$ to $+6$; $\epsilon(\text{Sr}) = -18$ to $+37$, for $T_0 = 2.65$ Ga] and basic suites [$\epsilon(\text{Nd}) = -5.3$ to -0.6 ; $\epsilon(\text{Sr}) = -7$ to $+40$, for $T_0 = 1.9$ Ga] indicates that these suites are derived predominantly from an enriched source comparing to the Bulk Earth. However two samples of the basic-noritic suite plot on the depleted quadrant of the $\epsilon(\text{Nd})$ vs $\epsilon(\text{Sr})$ diagram and this indicates a heterogeneity of the lithospheric mantle source. Furthermore, the plot all of these data in an $\epsilon(\text{Nd})$ vs $\epsilon(\text{Sr})$ diagram might suggest a radiogenic Sr and Nd contamination of the basic-noritic suite from the Archean crust during the intrusion. Nevertheless, this assessment is not supported neither by the negative correlation between SiO_2 , K_2O , Rb, Sr and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial ratios nor the positive correlation with the $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ initial ratios.

The basic-noritic and basic suites are consistent with magmas which evolved from fractional crystallization processes, derived from two different sources. One of them provided a basic-noritic suite and it is characterized by negative anomalies of Nb, P, Sm and Ti. The other one provided the basic suite and it is characterized by negative anomalies of Ba, K, Sr, Eu and positive anomaly of Th. These data suggest a lithospheric mantle with compositional differences from the Neoarchean to Paleoproterozoic times. In addition, the Nb negative anomaly indicates a lithospheric mantle in the Archean, probably metassomatized, by crustal components related to dehydration of a subducting slab processes.

Isotope and geochemical data reveal that the basic suite dykes of Lavras are similar to the Paleoproterozoic dyke swarm of Uauá (Bahia), in the São Francisco Craton.

Tectonically, the basic-noritic suite (2,658 Ma) probably originated during extensional conditions in the continental crust after Rio das Velhas event (2,780-2,700 Ma), and it represents the cratonization stage of the Campo Belo Complex evolution. The basic suite (1,875 Ma) formed within the margin of this Archean continent during the late-stage extensional phase of the Transamazonian orogeny that formed the Mineiro Belt magmatic arc.

ÍNDICE

I - INTRODUÇÃO.....	001
I.1 - Generalidades.....	001
I.2 - Localização e acesso à área investigada.....	002
I.3 - Principais características dos enxames de diques máficos.....	002
II - METODOLOGIA.....	007
II.1 - Trabalhos fotointerpretativos.....	007
II.2 - Trabalhos de campo.....	008
II.3 - Trabalhos laboratoriais.....	009
III - O SEGMENTO SUL DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO.....	015
III.1 - Introdução.....	015
III.2 - Quadro Geológico-Geocronológico Regional.....	015
IV - CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL.....	023
IV.1 - Unidades arqueanas da Infraestrutura.....	023
IV.2 - Unidades paleoproterozóicas do Cinturão Mineiro e mais jovens.....	030
IV.3 - O Enxame de Diques Máficos de Lavras.....	033
V - PETROGRAFIA E QUÍMICA MINERAL.....	039
V.1 - Petrografia.....	039
V.1.1 - Diques básicos noríticos.....	040
V.1.2 - Diques básicos 1.....	044
V.1.3 - Diques básicos 2.....	047
V.1.4 - Diques metabásicos.....	050
V.1.5 - Diques anfíbolíticos.....	053
V.2 - Química Mineral.....	056
V.2.1 - Piroxênios.....	057
V.2.2 - Feldspatos.....	062

V.2.3 - Minerais opacos	065
V.2.4 - Olivina	065
V.2.5 - Anfibólios	065
VI- LITOGEOQUÍMICA	067
VI.1 - Mobilidade de elementos em processos metamórficos, hidrotermal ou intempérico.....	067
VI.2 - Classificação Geoquímica.....	072
VI.2.1 - Classificação com base no conteúdo em sílica e álcalis.....	073
VI.2.2 - Classificação com base no diagrama $R_1 \times R_2$	073
VI.3 - Caracterização Geoquímica.....	077
VI.3.1 - Elementos maiores e traços.....	077
VI.3.2 - Elementos terras raras.....	089
VII - GEOCRONOLOGIA E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA.....	098
VII.1 - Geocronologia.....	098
VII.1.1 - Sistemas K-Ar e ^{40}Ar - ^{39}Ar	099
VII.1.2 - Sistema Rb-Sr.....	101
VII.1.3 - Sistema Sm-Nd.....	106
VII.2 - Geoquímica Isotópica.....	110
VIII - ASPECTOS PETROGENÉTICOS	117
VIII.1 - Cristalização Fracionada.....	117
VIII.2 - Inferências sobre a natureza da fonte.....	124
IX - COMPARAÇÃO COM OUTROS ENXAMES DE DIQUES MÁFICOS.....	128
X - CONCLUSÕES.....	138
XI - BIBLIOGRAFIA.....	143

Apêndice 1: Análises químicas em rocha total (elementos maiores e traços).....	155
Apêndice 2: Análises químicas das principais fases minerais.....	170
Apêndice 3: Descrições petrográficas simplificadas das amostras estudadas.....	176

I - INTRODUÇÃO

I.1 - Generalidades

Na última década o estudo do magmatismo básico sob forma de enxame de diques, tem assumido papel relevante na elucidação dos processos mantélicos e tectônicos envolvidos (e.g. Halls, 1987; Condie et al, 1987; Oliveira et al, 1990; Choudhuri et al, 1990; Teixeira, 1990; Hall & Hughes, 1990; Piccirillo et al, 1990; Bellieni et al, 1991; Summers et al, 1995; Vuollo et al, 1995; Heimann et al, 1995; Wirth & Vervoort, 1995). Com relação a este tema, a geocronologia associada a geoquímica isotópica, bem como as investigações geoquímicas são ferramentas imprescindíveis na complementação de estudos de evolução de segmentos crustais de diferentes idades.

No leste brasileiro, o Cráton do São Francisco representa um segmento crustal de evolução policíclica tectonicamente estável relativamente ao desenvolvimento dos cinturões móveis do Ciclo Brasileiro que o circundam. Os eventos distensivos que ocorreram no Cráton, no pré-Cambriano, propiciaram a intrusão de vários enxames de diques máficos, parte dos quais já foram objeto de estudos diversos (e.g. Parenti Couto et al, 1983; Sial et al, 1987; Teixeira et al, 1988; D'Agrella Filho et al, 1990; Bellieni et al, 1991; Quéméneur, 1991; Correa Gomes et al, 1991; D'Agrella Filho, 1992; Menezes, 1992; Moraes Brito, 1992; Bastos Leal, 1992; Oliveira, 1993; Bastos Leal et al, 1994; Oliveira & Tarney, 1995; Menezes Leal et al, 1995; Chaves, 1996; Pinese et al, 1995).

O fato de existir uma densidade elevada de diques máficos pré-cambrianos na porção extremo sul do Cráton do São Francisco e a inexistência, até o momento, de estudos sistemáticos sobre os mesmos, justificaram o interesse pelo desenvolvimento do presente trabalho, sem contudo ter a pretensão de esgotar um assunto tão amplo.

A presente pesquisa tem como objetivos contribuir no melhor entendimento do magmatismo básico pré-cambriano fissural da porção meridional do Cráton do São Francisco, por meio de investigações isotópicas e geoquímicas fundamentadas em estudos petrográficos e de química mineral, para fins de investigar os processos magmáticos e tectônicos envolvidos na sua colocação.

I.2 - Localização e Acesso à Área Investigada

A área investigada neste trabalho localiza-se a sudoeste da cidade de Belo Horizonte e é parte integrante da região sudeste do Estado de Minas Gerais (Fig. I.1 e I.2). É balizada pelos meridianos 44°00' e 45°30' de longitude oeste de Greenwich e os paralelos 20°45' e 21°20' de latitude sul. A extensão territorial é da ordem de 9.000 Km² e está compreendida pelas seguintes folhas topográficas (IBGE) na escala 1:50.000 : Santana do Jacaré, Nepomuceno, Santo Antônio do Amparo, Lavras, São Tiago, Nazareno, Jacarandira e São João Del Rei.

O acesso à área investigada é facilitado pelas Rodovias Federais "Fernão Dias" (BR-381) e "Lavras-Barbacena" (BR-265). Para viagens com saídas da cidade de São Paulo, o percurso é um pouco mais longo (cerca de 350 Km de Lavras) do que aquele com origem em Belo Horizonte (cerca de 200 Km de Lavras). As principais drenagens que cortam a região são representadas pelos rios Grande e das Mortes.

I.3 - Principais características dos enxames de diques máficos

Diques de composição básica se distribuem por todos os continentes do Globo Terrestre na forma de enxames (Halls, 1982 e 1987). Recentemente, estas feições também tem sido assinaladas e interpretadas (Ernst et al, 1995) na superfície do planeta Vênus. Em geral, os enxames de diques máficos apresentam ampla distribuição geográfica, preferencialmente são quartzo-toleitos ricos em ferro, ocorrem individualizados na forma de corpos tabulares, bi-dimensionais, favorecendo modelagens geológicas, geoquímicas e geofísicas. Por esta razão, são importantíssimos na elucidação evolutiva de blocos continentais pré-cambrianos, nas análises de deformação crustal e na compreensão de processos mantélicos e tectônicos.

Enxames de diques máficos encontram-se associados a um número diversificado de ambientes tectônicos tais como: margens de placas divergentes (LeCheminant & Heaman, 1989); edifícios vulcânicos em zonas de subducção (Walker, 1987); ambiente de retro-arco (Hooper, 1988); zonas de colisão continental (Féraud et al, 1987), entre outros.

FIGURA I.1: Localização geográfica.

FIGURA I.2: Localização da área investigada na região sudeste de Minas Gerais.

Tais intrusões apresentam registros desde os primórdios de uma litosfera rígida (3,0 Ga). No entanto, segundo Halls (1987) alguns períodos no tempo se destacam como de maior ocorrência dessa atividade magmática intrusiva (~2,9 Ga; ~2,5 Ga; 2,2 - 1,9 Ga; 1,3 - 1,1 Ga; 0,9 - 0,6 Ga e 0,2 - 0,1 Ga).

Em geral, enxames de diques de idade pré-cambriana são mais significativos do que aqueles do Fanerozóico, indicando condições especiais de tensão crustal propiciadas por gradientes geotermiais elevados, rápida convecção, ou por uma litosfera delgada.

As dimensões de um enxame de diques chega a alcançar milhões de quilômetros quadrados, como é o caso do enxame de Mackenzie no Canadá que recobre uma área de 2,7 milhões de km² (Fahrig, 1987), podendo incluir em seu domínio centenas ou milhares de diques. Em geral, as dimensões podem auxiliar na elucidação da profundidade e tamanho da fonte magmática. Individualmente os diques podem atingir 700 km de comprimento como o grande dique Abitibi (Ernst et al, 1995). Destaca-se também, o dique básico do centro oeste da Groenlândia (400 km) descrito por Kalsbeek & Taylor (1986).

Em relação a espessuras, o Grande Dique do Zimbabwe apresenta cerca de 11 km e se destaca daqueles tidos como muito espessos, como o dique Jimberlana da Austrália (~2,5 Km) e o dique de Muskox (~ 500 metros).

Enxames de diques máficos com idades neoarqueanas e da transição Arqueano/Proterozóico, tem sido relatados na: Escócia [~2,42 Ga] (Heaman & Tarney, 1989); Antártica [2,42 Ga] (Sheraton et al, 1987; Kuehner, 1989); Zimbabwe [2,5 Ga] (Wilson et al, 1987); Canadá/Matachewan [2,45 Ga] (Heaman, 1995); Canadá/Minto Block [2,72 Ga] (Stern et al, 1994) e Finlândia [2,45 Ga] (Vuollo et al, 1995), entre outras regiões. Vale ressaltar, que estes enxames são predominantemente caracterizados por uma composição enriquecida em magnésio (MgO), SiO₂ e forte afinidade norítica e/ou boninitica.

De outra parte enxames do Paleoproterozóico posicionados entre 1,9 - 2,2 Ga são assinalados, na Groenlândia [~2,13 Ga] (Kalsbeek et al, 1978; Kalsbeek & Taylor, 1985; Hall & Hughes, 1987); no Uruguai [1,9-1,7 Ga] (Bossi et al, 1993; Mazzucchelli et al, 1995), Antártica [~1,8 Ga] (Collerson & Sheraton, 1986; Lanyon et al, 1993), Canadá/Província Superior [~2,07 Ga] (Wirth & Vervoort, 1995), Finlândia [2,1-1,9 Ga] (Vuollo et al, 1995), e em outros escudos pré-cambrianos. Via de regra, tratam-se de Toleitos

ricos em ferro, embora aqueles da Groenlândia também apresentem composição similar aos pertencentes ao grupo da transição Arqueano/Proterozóico.

De maneira geral, acredita-se que a intrusão de diques é restrita a fraturas pré-existentes nos diferentes níveis crustais. Entretanto, Emerman & Marret (1990) sustentam que a pressão exercida pelo magma por si só é capaz de gerar fraturamentos, os quais são posteriormente preenchidas pelo fluxo magmático.

Este fluxo se propaga tanto na vertical como na horizontal e tem sido motivo de amplas discussões sobre sua irradiação a partir de um centro (foco). Em particular, quanto a sua capacidade de percorrer grandes distâncias, como observado para o enxame Mackenzie no Canadá (LeCheminant & Heaman, 1989). Técnicas como anisotropia de susceptibilidade magnética (AMS) tem complementado as investigações acerca da orientação do fluxo magmático, auxiliando também na definição das fontes magmáticas, conforme relatado por Raposo & Ernesto (1995).

Em geral, a ocorrência de um enxame está relacionada a esforços de tração como fruto de amplos sistemas tectônicos extensionais desenvolvidos na litosfera. Por outro lado, um ou outro enxame tem sido relacionado a zonas de cisalhamento transcorrente (e.g. Tarney & Weaver, 1987; Cadman et al, 1990; Tarney, 1992).

Destacam-se entre os extensionais aqueles associados a rifteamento, como proposto por Fahrig (1987), cujo desenvolvimento ocorre em 3 etapas, a saber: rifteamento com intrusão de diques e vulcanismo; início da formação do oceano com um grupo de diques paralelo e outro perpendicular as margens continentais; fechamento do oceano anteriormente aberto, provocando a deformação ou destruição dos diques paralelos à costa, no decorrer da colisão continente-continente.

Diversos autores (e.g. Tarney & Weaver, 1987; Cadman et al, 1990; Correa Gomes et al, 1991; Tarney, 1992 e Chaves, 1996) tem relacionado enxames de diques máficos com zonas de cisalhamento transcorrentes, as quais indicam terem participado da origem dos diques através de marcas de cisalhamentos assinaladas nas bordas da intrusão e na encaixante adjacente. Enxames de diques situados a noroeste da Escócia, no oeste da Groenlândia e no sudeste do Cráton do São Francisco, colocaram-se sob a influência de zonas de cisalhamentos, as quais foram ativas durante e depois do período intrusivo (e.g. Tarney & Weaver, 1987 e Chaves, 1996).

Segundo Cadman et al (1990), a colocação de diferentes enxames no Proterozóico, deve ter ocorrido sob a influência direta de regimes de cisalhamentos transtensivos e transpressivos concomitantes e sequenciais. Desse modo, baseado no fato de que as zonas de cisalhamento transcorrentes não são homogêneas em termos de condições de esforços, os segmentos transtensionais destas zonas facilitariam a intrusão magmática em um primeiro momento, para posteriormente tornarem-se segmentos transpressionais ocasionando o cisalhamento do material intrudido.

Um ponto interessante no desenvolvimento das zonas de cisalhamento, é sua forte associação com o ingresso e migração de fluidos antes durante e após a intrusão. Estes fluidos são responsáveis pelo extensivo metamorfismo registrado nos diques e encaixantes das proximidades, conforme relatado por Tarney & Weaver (1987) e Tarney (1992).

As principais características petrológicas e composicionais dos enxames de diques máficos são extremamente diversificadas. Entretanto, Tarney (1992), Tarney & Weaver (1987) e Condie et al (1987), entre outros, sintetizaram 4 tipos volumetricamente mais importantes: a) noritos; constituídos por ortopiroxênios, clinopiroxênios, biotitas, opacos e olivinas; b) bronzita-picritos ricos em olivina (20-40%); com orto e clinopiroxênio mais plagioclásio, flogopita e cromita. c) quartzo toleitos ricos em ferro; constituídos por plagioclásio, clinopiroxênio e titanomagnetita como minerais fundamentais, e quartzo, hornblenda e biotita como minerais acessórios; d) olivina-gabros; com cerca de 15% de olivina, mais plagioclásio e clinopiroxênio como principais, e como minerais acessórios ortopiroxênio, biotita e opacos.

Os tipos noríticos e picríticos representam um importante tipo de magma da transição Neoarqueano/Paleoproterozóico e, segundo diversos pesquisadores (e.g. Hall & Hughes, 1987; Kuehner, 1989; Vuollo et al, 1995), eles apresentam fortes afinidades com os boninitos atuais de arco de ilha. Designados também como basaltos enriquecidos em silício e magnésio, são composicionalmente caracterizados por altas concentrações em: SiO₂, MgO, Cr e Ni e por baixas concentrações em elementos de alta densidade de carga [(e.g. Ti, Nb, Ta) “HFSE”]. Adicionalmente, mostram-se tipicamente enriquecidos em elementos terras raras leves (ETRL) e elementos com íons de grande tamanho [(eg. Rb, Ba, K) “LILE”].

Em geral, os diques quartzo-toleíticos e de olivina-gabro são caracterizados pelo forte enriquecimento em ferro, altas concentrações em “LILE”, “HFSE” e ETRL.

O comportamento dos elementos traços, normalizados ao manto primitivo, comprova as fortes semelhanças assinaladas entre os diques de olivina-gabro e os quartzo-toleíticos. No tocante aos noritos e picritos assinalam-se também semelhanças composicionais, em particular se destacam as fortes anomalias negativas de Nb, P e Ti (Tarney & Weaver, 1987).

Entretanto, o comportamento dos elementos traços mostra que os diques noríticos e picríticos são relativamente mais enriquecidos em "LILE" e ETRL do que os diques quartzo-toleíticos e de olivina-gabro.

As semelhanças e as discrepâncias entre estes tipos, conduziram Tarney & Weaver (1987) e Tarney (1992) a sugerir duas fontes mantélicas para a geração dos 4 tipos. Uma rica em ferro para o conjunto dos diques quartzo-toleíticos e de olivina-gabro e outra, rica em magnésio para o conjunto dos noritos e picritos.

II - Metodologia

Com a finalidade de alcançar os objetivos propostos foram realizadas as seguintes etapas de trabalho:

II.1 - Trabalhos Fotointerpretativos

Concomitante a revisão pormenorizada da bibliografia existente realizaram-se os estudos fotointerpretativos da região investigada. Nesta etapa, foram analisadas cerca de 109 fotos aéreas do voo da PROSPEC de 1985, pertencentes a CEMIG e em escala aproximada de 1:30.000.

Inicialmente as fotografias foram preparadas para estereoscopia e delimitação da área, para logo após, proceder-se a aplicação de técnicas de fotoleitura. Neste sentido, o primeiro passo foi o reconhecimento das drenagens e dos principais lineamentos fornecidos tanto pelo relevo quanto pela drenagem. Estes lineamentos foram um dos principais critérios utilizados com vistas à identificação preliminar de diques, os quais foram confirmados ou não em trabalhos de campo. Todavia, outros critérios como padrão de drenagem, densidade de drenagem, textura, estrutura, formas de relevo e declividade também foram utilizados com a finalidade de situar as diferentes litologias envolvidas no contexto

geológico local. A vegetação e o tipo de erosão não foram levados em consideração, haja visto a grande intervenção humana na região.

Na confecção do esboço geológico local, a fotointerpretação contribuiu principalmente na delimitação das unidades geológicas e somente em alguns casos os resultados não foram satisfatórios, isto provavelmente em função da similaridade petrográfica e maturidade geomorfológica das unidades. Um típico exemplo na região, é dado pela similaridade entre gnaisses graníticos migmatizados e granitos tipo Bom Sucesso (Fig.IV.1).

Os dados da fotointerpretação permitiram também a construção de um mapa de diques (Fig.IV.2), os quais estiveram sempre monitorados pelos dados de campo. Entretanto, alguns diques não foram identificados nos estudos fotogeológicos por apresentarem comprimentos e espessuras não compatíveis com a escala disponível, ou mesmo estarem recobertos por reativações mais jovens como escorregamento de solo. Estes diques foram inseridos no mapa com base exclusivamente nas observações de campo.

Adicionalmente foi utilizada nas interpretações uma imagem do satélite Francês SPOT na escala 1:250.000 (gentilmente cedida pelo Prof. Dr. J.Quéméneur da UFMG) da qual se extraíram os grandes lineamentos NW (noroeste) que cortam a região e, que na verdade, correspondem a diques de extensão quilométrica do tipo DB₁ (veja petrografia). Este tipo de rocha, embora de fácil visualização em imagem de satélite, raramente possibilita seu monitoramento em fotos aéreas no exemplo estudado.

II.2 - Trabalhos de Campo

Após a confecção de um mapa aerofotogeológico preliminar, aprimorado no decorrer das atividades de campo, procurou-se coletar um número cada vez crescente de informações sobre os diques máficos e suas encaixantes. Cumpre ressaltar, que o esboço geológico confeccionado nesta tese (veja cap. IV), apoiou-se fundamentalmente na cartografia geológica proposta por Quéméneur (1996), e que o mesmo não reflete um mapeamento sistemático da região, mas sim uma investigação acerca dos diques máficos locais.

As bases geológicas utilizadas no início dos trabalhos foram: Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Folha Rio de Janeiro/Vitória/Iguape, (DNPM, 1978); Carta Geológica do Projeto Sapucaí, na escala 1:250.000 (Cavalcante et al, 1979) e mapa

geológico da região de Bom Sucesso - São João Del Rei (MG), que enfatiza a geologia da porção leste da Serra de Bom Sucesso, conforme Quéméneur (1991).

Desse modo, um total de 8 campanhas de campo foram realizadas, totalizando 73 dias de atividades, as quais permitiram a amostragem sistemática de aproximadamente 110 diques máficos (121 amostras) bem como, estudos de detalhe de alguns corpos específicos, caracterização da forma, dimensões, contatos, espessuras, estrutura e geometria.

Com a finalidade de controlar e checar as rochas encaixantes destes corpos intrusivos, foram coletadas 62 amostras do embasamento cristalino que, adicionadas as descrições dos afloramentos no campo permitiram a elaboração do esboço geológico da região (Fig. IV.1). Para tanto, foram utilizadas como base cartográfica as folhas Varginha, Barbacena, Furnas e Divinópolis, na escala 1:250.000 e editadas pelo IBGE (1979).

II.3 - Trabalhos Laboratoriais

Todas as amostras coletadas foram analisadas petrograficamente através do microscópio de luz polarizada. As seções delgadas permitiram a caracterização mineralógica, granulométrica e textural das rochas investigadas. Adicionalmente, foram avaliados os percentuais em volume das principais fases minerais.

Do conjunto de diques máficos, 121 amostras foram analisadas quimicamente nos laboratórios do Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Trieste, Itália, sendo que 15 entre estas foram cedidas pelo Prof. Joel Quéméneur. Análises químicas também foram efetuadas em 45 amostras de rochas do embasamento metamórfico.

No caso das intrusivas máficas, objeto maior deste trabalho, as interpretações geoquímicas foram favorecidas pela observação em 90 exemplares virtualmente isentos de saussuritização e epidotização.

As determinações químicas de oito elementos maiores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O e K_2O) dois elementos menores (MnO e P_2O_5) e onze elementos traços (Nd, Nb, Cr, Ni, Ba, Rb, Sr, La, Ce, Zr e Y), foram obtidas pela técnica da fluorescência de raios-X (FRX), através de um aparelho PHILIPS PW 1404. Os elementos maiores e os traços Rb, Sr, Zr, Y, Nb, Cr e Ni foram analisados com tubo de Rh (Ródio) enquanto que os elementos Ba, La, Ce e Nd foram analisados com tubo de W (Tungstênio).

Utilizaram-se curvas de calibração de 40 padrões geológicos internacionais (Bellieni et al, 1983). O Fe^{+2} foi determinado através de titulação volumétrica, enquanto que a perda ao fogo (LOI) por aquecimento à 1.000°C por 12 horas e corrigida para oxidação do ferro. O erro estimado para elementos maiores e menores não ultrapassa 5% enquanto que para os traços é inferior a 10%.

As microanálises químicas das principais fases minerais dos diques máficos (piroxênios, plagioclásios, minerais opacos e anfibólios) foram realizadas pelo autor no Departamento de Mineralogia e Petrologia da Universidade de Pádua, Itália. Para tal utilizou-se uma microsonda eletrônica da marca ETEC AUTOSCAN, nas condições de potência de aceleração igual a 15 Kv, com corrente de 5 μA e com espectrômetro de raios - X EDS ORTEC. Para a análise dos elementos empregaram-se os seguintes padrões : quartzo para o Si; augita natural de Kahauni (Nova Zelândia) para o Na; wollastonita para o Ca; diopsídio para o Mg; corindon para o Al e, os elementos puros para o Cr, Ti, Mn e Fe. O erro estimado está em torno de 2 a 6 % para os elementos maiores e não ultrapassa 9 % para os elementos menores.

Os elementos terras raras (ETR) foram determinados pela metodologia da ativação neutrônica (INAA), cujos detalhes técnicos podem ser observados em Marques (1988). As amostras selecionadas para estas análises foram pulverizadas pelo autor em moinho de bolas de ágata do Departamento de Mineralogia e Petrologia (IGc-USP), na tentativa de evitar qualquer possibilidade de contaminação de elementos como o Ta. Os nove ETR a saber: La, Ce, Nd, Sm, Eu, Tb, Yb e Lu, mais os elementos Hf, Th, Ta e U foram processados pelo Activation Labs. em Ontario, Canadá. De um conjunto de 29 amostras de diques máficos analisados para os ETR e outros elementos traços incompatíveis, cerca de 90% apresentaram concentrações abaixo do limite de detecção para os elementos Ta (0,5 ppm) e U (0,2 ppm), inviabilizando qualquer tipo de interpretação para tais elementos. Destaca-se ainda, o caso de um grupo de diques que apresentaram o mesmo problema em relação ao Tb (concentrações abaixo de 0,5 ppm).

Antes de iniciar os estudos isotópicos (Rb-Sr, Sm-Nd e K-Ar), os exemplares selecionados para análises em rocha total foram britados (britador de mandíbulas), quarteados e logo após pulverizados pelo autor em moinho de bolas (carbeto de tungstênio) marca Mixer/Mill 8000, no Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) da Universidade

de São Paulo. O material pulverizado de cada amostra foi testado com HCl para verificar a existência ou não de carbonatos. Os concentrados minerais foram obtidos após britagem e quarteação seguidas por peneiramento com vistas a separação mineral nas frações 80-100 e 100-150 mesh. O primeiro concentrado mineral foi obtido através do imã de mão e é composto por minerais magnéticos (magnetitas e titano-magnetitas). Para obter outros concentrados minerais de interesse (biotita, anfibólio, plagioclásio e apatita) utilizou-se o separador magnético Frantz. Adicionalmente, para obter apatita, empregou-se o bromofórmio e posterior separação manual em lupa binocular (catação), com a finalidade de evitar possíveis agregados. Os plagioclásios também foram separados manualmente em lupa binocular, após terem passado no separador magnético.

Metodologia K-Ar

As análises pelo método potássio-argônio foram efetuadas de acordo com as técnicas descritas por Amaral et al (1966). Algumas pequenas modificações foram introduzidas no CPGeo-USP desde então, dentre as quais, se destaca o aprimoramento do sistema de introdução do ^{38}Ar (spike) na amostra. As amostras selecionadas representam um dique anfibolítico (veja Petrografia) e um dique da suíte básica (veja Litogeoquímica). Este último foi analisado em rocha total, enquanto que no dique anfibolítico as análises foram realizadas nos concentrados minerais (biotita, plagioclásio e anfibólio).

As dosagens dos teores de potássio, foram realizadas através de ataque químico em duplicata e leitura por fotometria de chama, em aparelho Micronal B-262 com padrão interno de lítio.

As extrações de argônio foram processadas em unidade de ultra-vácuo, com pressões geralmente inferiores a 6×10^{-8} mmHg. Aos gases liberados na fusão é introduzido uma aliquota mensurável do traçador ^{38}Ar e em seguida a amostra é purificada em fornos de Cu-CuO e titânio. As análises de argônio foram obtidas em espectrômetro de massa de fonte gasosa Nuclide tipo Reynolds MS-1. A leitura dos espectrogramas é executada de modo digital em micro-computador "on-line".

As constantes utilizadas nos cálculos das idades, são aquelas propostas por Steiger & Jäger (1977), a saber: $\lambda_{^{40}\text{K}\beta}^{40} = 4,962 \times 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$; $\lambda_{^{40}\text{Ktotal}}^{40} = 0,581 \times 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$; $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_{\text{atm}} = 295,5$ e $^{40}\text{K} = 0,01167\% \text{ K}_{\text{total}}$.

Uma amostra dos diques metabásicos (DMB, veja Petrografia), foi analisada pelo sistema ^{40}Ar - ^{39}Ar (anfibólio) no "Berkeley Geochronology Center" (EUA) pelo Dr. Paul

Renne. A metodologia utilizada é por laser em fusão sequencial conforme descrito em Renne et al (1996).

Metodologia Rb-Sr

Para as análises Rb-Sr em rocha total, realizadas pelo autor no Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo - USP), foram selecionadas 22 amostras de diques máficos, sendo que deste conjunto 9 pertencem ao grupo de diques da suíte básica (veja Litogeoquímica), 9 pertencem ao grupo de diques da suíte básico norítica (veja Litogeoquímica) e 4 aos diques metabásicos (veja Petrografia).

As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e os valores de Rb e Sr foram obtidos pela técnica de diluição isotópica. Este processo consiste na mistura da amostra com traçadores ("spikes") dos elementos que se deseja dosar, propiciando dados mais precisos. Adicionalmente, foram selecionadas 5 amostras do embasamento metamórfico e 2 dos diques máficos para efetuar apenas análises em suas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ pelo método "natural" (Sr natural), cujos teores de Rb e Sr são previamente determinados por análises quantitativas através da fluorescência de raios-X.

O procedimento químico para o sistema Rb-Sr, inicia-se com a abertura da amostra atacada pela ação do ácido nítrico (HNO_3) e ácido fluorídrico (HF) na proporção 1:2. Após o ataque, a amostra é dissolvida em HCl 2,62 N e delas são extraídas 3 alíquotas, a saber: estrôncio natural, estrôncio mais "spike" e rubídio mais "spike". No caso da técnica denominada "natural", apenas a alíquota de estrôncio natural é analisada espectrometricamente. Por outro lado, na técnica de diluição isotópica todas as três alíquotas são analisadas no espectrômetro. Nas alíquotas pertinentes são adicionadas quantidades pré calculadas de "spike", em geral, utilizando-se valores já obtidos pela fluorescência de raios-X. No prosseguimento as amostras são depositadas em colunas de troca iônica (resina catiônica AG-50WX8, 200-400 mesh) seguida pela coleta do Rb ou Sr através de HCl 2,62 N. O material coletado, após secagem, tem seu resíduo resultante analisado por espectrometria de massa.

As medidas das razões isotópicas de Sr (estrôncio) foram executadas em espectrômetro de massa VG-354 MICROMASS do CPGeo, principalmente no monocolletor e subordinadamente no coletor múltiplo opcional com amplificador Daly e sistema automático. O erro destas medidas é de 2σ .

A reprodutibilidade analítica para o método geocronológico Rb-Sr no CPGeo é controlada pela repetição de análises do padrão internacional NBS-987 (carbonato de Estrôncio), cujo valor médio foi de $0,71028 \pm 0,00003$ (1σ) no período da realização das análises. O valor médio se refere a médias distintas de vários grupos em diferentes dias, sendo que cada grupo teve no mínimo 100 valores de razões isotópicas. O valor do “branco” de Sr do laboratório de química do CPGeo, na época da execução das análises, é da ordem de 6,4 ng/g (nanograma/grama). No Laboratório de Geoquímica Isotópica de Trieste o valor é da ordem de 5,3 ng/g.

Os valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ foram normalizados de acordo com a razão $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$, sendo utilizadas nos cálculos as constantes propostas por Steiger & Jäger (1977), a saber: $\lambda_{\text{Rb}} = 1,42 \times 10^{-11} \text{ anos}^{-1}$, $^{84}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,056584$ e $^{85}\text{Rb}/^{87}\text{Rb} = 2,59265$. As demais razões utilizadas são: $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{PRIMORDIAL [BAB]}} = 0,69898$; $(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_{\text{DM atual}} = 0,0494$; $(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_{\text{UR atual}} = 0,0816$; $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{DM atual}} = 0,7023$; $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{UR atual}} = 0,7045$. Para se obter a razão $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ utilizou-se a seguinte equação: $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 2,8934 \times [\text{Rb}(\text{ppm})/\text{Sr}(\text{ppm})]$.

Diagramas e cálculos isocrônicos foram obtidos conforme Williamson (1968), utilizando-se o programa ISOJOB de Vlach (1990). O erro fornecido é de 1σ .

Metodologia Sm-Nd

As análises Sm-Nd foram realizadas pelo autor no CPGeo (USP) e no Laboratório de Geoquímica Isotópica da Universidade de Trieste, Itália. Ambos empregam a técnica de diluição isotópica, seguindo o mesmo procedimento de separação dos elementos que se realiza em duas etapas. Antes porém, a amostra sofre um ataque químico inicial com os ácidos nítrico e fluorídrico na proporção 1:2. Após a evaporação da solução o material é redissolvido em HCl 2,5 N.

A primeira etapa realiza-se em coluna de troca iônica (resina AG50WX8/200-400 mesh) ou coluna primária, com o objetivo de coletar o conjunto das terras raras utilizando-se HCl 6,2 N. As terras raras coletadas são dissolvidas em HCl 0,26 N após o processo de secagem. A segunda etapa, realiza-se em coluna preenchida com pó de teflon ou coluna secundária (200 mesh) tratada com HDEHP (ácido di-2 etilhexil fosfórico), com o objetivo de separar o samário e o neodímio do conjunto das terras raras. Nesta última etapa, utiliza-se HCl 0,26 N para a coleta do Nd e HCl 0,55 N para a coleta de Sm. O resíduo seco é encaminhado para a espectrometria de massa. No Laboratório de Geoquímica Isotópica

da Universidade de Trieste, o valor do “branco” de Nd para o período de análises é de 0,025 nanogramas. No CPGeo-USP o “branco” de Nd é da ordem de 0,031 nanogramas.

As leituras espectrométricas foram efetuadas em espectrômetro de massa multicoletor tipo VG-354 do CPGeo. Os valores $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ foram normalizados pela razão $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$ (Hawkesworth & Van Calsteren, 1984; Ben Othman et al, 1984 e Michard et al, 1985). Para obter a razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ utilizou-se a equação $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,60847 \times [\text{Sm}(\text{ppm})/\text{Nd}(\text{ppm})]$. As constantes adicionalmente utilizadas foram: $\lambda_{\text{Nd}} = 6,54 \times 10^{-12} \text{ anos}^{-1}$; $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR atual}} = 0,1967$; $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM atual}} = 0,222$; $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR atual}} = 0,512638$ e $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM atual}} = 0,513114$.

A média de 4 análises do padrão La Jolla no CPGeo é de $0,511857 \pm 0,000023$ (1σ) e para o padrão BCR-1 é de $0,512662 \pm 0,000027$ (1σ). Detalhes adicionais dos demais procedimentos analíticos adotados encontram-se descritos em Sato et al (1995).

Os cálculos das idades modelo [T^{DM}] e os cálculos dos ϵ de Sr e Nd, utilizaram-se das constantes e parâmetros de Ben Othman et al (1984) e Michard et al (1985), e foram efetuados por programas específicos do CPGeo (USP). As constantes utilizadas para o tempo atual são aquelas anteriormente mencionadas. Os diagramas e cálculos isocrônicos para o sistema Sm-Nd (cf. Williamson, 1968) bem como os resultados concernentes aos mesmos (MSWD, idade, desvio padrão e razões iniciais), foram obtidos através do mesmo programa utilizado para o Rb-Sr.

Das 19 amostras selecionadas para o sistema Sm-Nd, 15 pertencem aos diques máficos e 4 pertencem ao embasamento metamórfico. Dentre as 15 amostras dos diques, 8 são da suíte básico norítica (veja Litogeoquímica) e 7 são da suíte básica (veja Litogeoquímica).

No primeiro conjunto, foram obtidas 11 análises em rocha total e 3 em concentrados minerais, sendo um concentrado de plagioclásio e dois de apatita. No segundo conjunto e nas rochas do embasamento, foram realizadas análises Sm-Nd em rocha total, em número de 7 e 4 respectivamente.

III - O SEGMENTO SUL DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO

III.1 - Introdução

A evolução tectônica da Plataforma Sul-Americana é, entre outros aspectos, marcada por extensas regiões tectonicamente estabilizadas ao término do Paleoproterozóico. A etapa final do Paleoproterozóico é caracterizada pelo Ciclo Transamazônico (2,2-1,8 Ga), que foi um dos principais períodos de crescimento continental (e.g. Cordani et al, 1988). A presença desses cinturões vestigiais bordejando núcleos cratônicos arqueanos é típica desse período da história geológica (Brito Neves, 1990; Brito Neves & Cordani, 1991). O Cráton do São Francisco constitui-se numa dessas regiões (Almeida, 1977; Almeida et al, 1977 e Almeida et al, 1981), que atuou como antepaís das faixas móveis do Ciclo Brasileiro (Alkmin et al, 1993; Brito Neves & Alkmin, 1993) a saber: Riacho do Pontal, a norte; Sergipana, a nordeste; Araçuaí, a leste; Alto Rio Grande, a sul; Brasília, a oeste e Rio Preto, a noroeste (Fig. III.1).

A evolução tectônica do Cráton do São Francisco está intimamente ligada à do Congo, na África, do qual é sua extensão (Trompette, 1994). As similaridades entre as feições encontradas nos dois segmentos cratônicos são bastante evidentes. Ambos exibem embasamento cristalino de idade arqueana e paleoproterozóica, bacias e rifts do Mesoproterozóico, com supracrustais associadas e vulcanismo subordinado, além de extensivas coberturas sedimentares pertencentes ao Neoproterozóico (Teixeira & Figueiredo, 1991; Trompette, 1994).

III.2 - Quadro Geológico-Geocronológico Regional

Na região meridional do Cráton do São Francisco, o embasamento polimetamórfico de idade arqueana e paleoproterozóica se expõe de Belo Horizonte para sudoeste, no Estado de Minas Gerais, sendo recoberto em discordância erosiva pelos sedimentos do Bambuí. Em geral, três tipos de terrenos podem ser individualizados: 1) terrenos granito-greenstone arqueanos e granitóides intrusivos, a exemplo dos Complexos Bonfim, Belo Horizonte e Campo Belo (Fig. III.2); 2) cinturões supracrustais do Paleoproterozóico, que incluem os representantes do Supergrupo Minas e 3) terrenos de

FIGURA III.1: O Cráton do São Francisco, suas faixas marginais e as grandes unidades geológicas (modificado de Alkmim et al, 1993). 1) Embasamento do cráton (Arqueano), incluindo supracrustais mais velhas que 1,8 Ga e rochas ígneas. 2) Embasamento envolvido nos processos de deformação e metamorfismo do Evento Brasiliano. 3) Unidades mesoproterozóicas. 4) Unidades neoproterozóicas. 5) Coberturas fanerozóicas. 6) limites do cráton. 7) Cidades: S, Salvador; BR, Brasília; 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 dobramentos marginais brasileiras. FA: Faixa Araçuai; FRG: Faixa Alto Rio Grande; FB: Faixa Brasília; FRP: Faixa Rio Preto; FRPT: Faixa Riacho do Pontal; FS: Faixa Sergipana. Cinturão Mineiro: desenvolvimento da orogenia transamazônica (2,25-1,85 Ga). m = porção meridional do cráton. SF= Cráton do São Francisco; WC= Cráton do Congo-Oeste.

médio e alto grau metamórfico, granitizados intensamente no Ciclo Transamazônico com preservação de fragmentos mais antigos (e.g. Cordani & Brito Neves, 1982; Teixeira & Figueiredo, 1991; Schorscher, 1992; Noce, 1995; Carneiro et al, 1995; Teixeira et al, 1996 a e b).

Arqueano

Os terrenos arqueanos, no setor meridional do Cráton, constituem um núcleo com cerca de 10.000 Km², exposto ao sul da cobertura Bambuí, circundado por uma província geocronológica deformada no Paleoproterozóico, a qual foi denominada de Cinturão Mineiro (Teixeira, 1985) [Fig. III.1], e intrudido por plutonismo de natureza granítica e básica de diferentes idades. A região mais estudada é o Quadrilátero Ferrífero, onde devido aos enormes depósitos minerais, tem-se um alto grau de conhecimento geológico. Nessa região, o embasamento gnáissico-migmatítico arqueano encontra-se exposto em domos como os complexos de Bação e Caeté (Schorscher, 1992). Além destes, assinalam-se inúmeros outros com denominações locais: Lavras (Cavalcante et al, 1979); Barbacena (Machado Filho et al, 1983); Bonfim (Carneiro, 1992; Carneiro et al, 1995); Belo Horizonte (Noce, 1995); Campo Belo (Teixeira et al, 1996a e b) e Passa Tempo (Fiumari et al, 1985).

De um modo geral, o embasamento arqueano na região pode ser dividido em domínios, os quais recebem as seguintes denominações (Fig.III.2): Complexo Belo Horizonte (porção norte), Complexo Bonfim (porção central) e Complexo Campo Belo (porção centro-oeste). O embasamento é composto predominantemente por rochas que apresentam idades entre 2,60 a 3,20 Ga, obtidas pelos métodos Rb-Sr, Pb-Pb, U-Pb e Sm-Nd. Estes dados geocronológicos destacam o Neoarqueano como principal fase de formação de crosta continental (Teixeira & Figueiredo, 1991; Carneiro et al, 1995; Teixeira et al, 1996 a e b; Noce & Teixeira, 1996).

O Complexo Campo Belo, é o que preserva idades radiométricas das mais antigas do setor cratônico, este domínio encontra-se adjacente ao enxame de diques investigados (Fig.III.2). Os migmatitos deste complexo apresentam zircões que fornecem idade U-Pb (SHRIMP) de 3204 ± 12 Ma (Teixeira et al, 1996 b). Assinalam-se também idades Pb-Pb de $3076 + 182/-170$ Ma e U-Pb de 3068 ± 19 Ma obtidas em ortognaisses regionais (Teixeira et al, 1996 b). Uma idade U-Pb (SHRIMP) de 2839 ± 17 Ma, obtida em zircões prismáticos, é interpretada como referente a época de cristalização do material

FIGURA III.2: Esboço geológico do segmento meridional do Cráton do São Francisco, mostrando a localização dos 3 complexos metamórficos arqueanos (Campo Belo, Belo Horizonte e Bonfim), seqüências supracrustais e o Cinturão Mineiro de idade paleoproterozóica (modificado de Teixeira et al, 1996b). 1 = Terrenos de alto a médio grau (Arqueano); 2 = "Greenstone belts" arqueanos; 3 = Supergrupo Minas (Paleoproterozóico); 4 = Grupo Bambuí (Neoproterozóico); 5 = cinturões móveis neoproterozóicos; 6 = limites do Cráton do São Francisco.

leucossomático do migmatito (Teixeira et al, 1996 b). Há que se destacar, no entanto, evidências de crosta continental ainda mais primitiva, que ocorre na região do Quadrilátero Ferrífero, onde se verifica idades da ordem de 3539 ± 34 Ma obtida através da datação de zircões detriticos das seqüências do Supergrupo Rio das Velhas (Machado et al, 1996).

Adicionalmente, Teixeira et al (1996 b) obtiveram em granitóides rosados da região de Campo Belo uma isócrona Pb-Pb com idade de 2650 ± 54 Ma, atribuída a distúrbios isotópicos no sistema Pb-Pb. Resultados semelhantes foram obtidos em isócronas Rb-Sr em granitóides a leste do Complexo Campo Belo, sugerindo que este processo de re-homogeneização isotópica seja de escala regional. Em geral, as rochas do Neoarqueano possuem baixas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7001) e valores de μ_1 ($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$) próximos de 8,18, o que evidencia um crescimento crustal por diferenciação mantélica nessa época (Teixeira et al, 1996a).

Os complexos Belo Horizonte (Noce, 1995) e Bonfim (Carneiro, 1992) mostram indícios da existência de uma crosta mesoarqueana ($>3,0$ Ga), onde os registros (U-Pb, Pb-Pb) mais antigos, obtidos nos núcleos de zircões, pertencentes aos gnaisses dos referidos complexos, fornecem idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2920 Ma (Carneiro et al, 1995).

No Neoarqueano, assinalam-se nestes complexos duas fases de eventos tectono-magmáticos, desenvolvidos no intervalo de 2,8 a 2,6 Ga. Este conjunto de eventos é denominado como Evento Rio das Velhas por Carneiro (1992). A primeira fase do evento (2778 - 2773 Ma), caracterizada no Complexo Bonfim, envolveu retrabalhamento crustal e magmatismo em margem continental ativa com fechamento oceânico seguido por colisão continental (Carneiro et al, 1995 e Noce, 1995). Nesse ambiente teriam sido gerados os Tonalitos Samambaia com idades U-Pb de $2778 \pm 3/-2$ Ma (Carneiro, 1992), o Granito Caeté de idade U-Pb de $2776 \pm 7/-6$ Ma (Machado et al, 1992) e os Anfíbolitos Paraopeba com idade modelo Sm-Nd (T^{DM}) de 2,80 Ga. Este último corresponde a diques boudinados segundo Carneiro et al, (1995). A segunda fase (2712 - 2703 Ma) encerra o processo colisional e inicia uma granitogênese pós-tectônica representada pelas intrusões dos granitos Santa Luzia com idade U-Pb de $2712 \pm 5/-4$ Ma (Noce, 1995), e Brumadinho com idade U-Pb de $2703 \pm 24/-20$ Ma (Machado & Carneiro, 1992).

O Evento Rio das Velhas corresponde a aglutinação e cratonização dos vários complexos metamórficos (e.g. Campo Belo, Bonfim e Belo Horizonte) do segmento meridional do Cráton do São Francisco (Carneiro et al, 1995). Os estágios finais da cratonização encontram-se representado pelo Granito Salto do Paraopeba com idade U-Pb de 2612 ± 5 Ma (Noce, 1995).

No domínio do Complexo Belo Horizonte (Noce, 1995), intrusivas granodioríticas e tonalíticas estão presentes, por vezes circundadas por supracrustais, a exemplo dos domos de Bação e Caeté.

As dimensões desse continente arqueano são incertas, devido a cobertura Bambuí e por conta das superimposições metamórficas envolvendo retrabalhamentos, decorrentes da evolução do Cinturão Mineiro (Teixeira, 1985).

Associadas a esses complexos, encontram-se as rochas supracrustais do Supergrupo Rio Das Velhas, um “greenstone belt” típico, que constitui extensa faixa metavulcano-sedimentar na região do Quadrilátero Ferrífero (Dorr, 1969; Inda et al, 1984;

Schorscher, 1988 e 1992), porém com seus restos ainda preservados mais a oeste e sul, a exemplo do observado em Lavras e Conselheiro Lafaiete.

Admite-se para este Supergrupo uma divisão em três unidades litoestratigráficas: Grupo Quebra-Osso (basal), de caráter ultrabásico (Schorscher, 1978); Grupo Nova Lima (intermediário), de caráter vulcano-clástico (Noce et al, 1992); e Grupo Maquiné (topo), de natureza epiclástica. As supracrustais do Supergrupo Rio das Velhas também se formaram no Neoarqueano, a julgar pela idade U-Pb de 2776 ± 6 Ma (Machado et al, 1992) obtida em metafelsitos posicionados imediatamente acima da seqüência toleítica-komatiítica de base.

Paleoproterozóico

O Paleoproterozóico encontra-se representado essencialmente por seqüências metavulcano-sedimentares do Supergrupo Minas, além de terrenos gnáissicos-migmatíticos e granitóides intrusivos. Em geral, esta seqüência apresenta metamorfismo predominantemente na fácies xisto-verde e contatos tectônicos com o embasamento arqueano e Supergrupo Rio das Velhas (Pedrosa Soares et al, 1994; Noce, 1995). A estratigrafia do Supergrupo Minas, atualmente em uso, foi elaborada por Dorr (1969), e tem as seguintes unidades: Grupo Caraça (unidade basal) epiclástico; Grupo Itabira (unidade intermediária) químico e Grupo Piracicaba (unidade do topo) epiclástico. Mais recentemente, Noce (1995) considerou a Formação Sabará (unidade superior do Grupo Piracicaba; Dorr, 1969) como um conjunto litológico distinto das demais formações do Grupo Piracicaba, elevando-a à categoria de Grupo Sabará.

O Ciclo Transamazônico coincide com a deformação principal do Supergrupo Minas (Cordani et al, 1980; Teixeira, 1985) e está caracterizado por um conjunto de processos sedimentares, tectônicos e magmáticos que ocorreram no âmbito do Cráton do São Francisco. A sedimentação do Supergrupo Minas iniciou-se por volta de 2575 ± 15 Ma, segundo Renger et al (1994) e Noce (1995), em bacias formadas sob regimes extensionais (rifes) a partir de blocos crustais estabilizados no Arqueano. Neste período, depositam-se os sedimentos da Formação Moeda. Na seqüência, inicia-se um longo período de estabilidade tectônica com a deposição em ambiente plataformar das Formações Batatal, Cauê e Gandarela. Rochas carbonáticas da Formação Gandarela forneceram idade Pb-Pb de 2420 ± 19 Ma (Babinski et al, 1995).

Uma nova etapa de instabilidade tectônica retorna à bacia Minas ao redor de 2400 Ma e inicia-se a sedimentação do Grupo Piracicaba em possível ambiente de abertura oceânica (Noce, 1995). Ao se encerrar a deposição do Grupo Piracicaba o ambiente torna-se compressivo e inicia-se a subducção de crosta oceânica, cujo reflexo, segundo Noce (1995), é a intrusão de diversos corpos graníticos. O Grupo Sabará também é atribuído a este período, a julgar pela idade U-Pb de 2125 ± 4 Ma (Machado et al, 1992) obtida em metagrauvaca com contribuição vulcânica.

Os corpos graníticos encontram-se intimamente associados à evolução do Supergrupo Minas e do Cinturão Mineiro (e.g. Quéméneur et al, 1994), como o Batólito Alto Maranhão com idade de 2124 ± 2 Ma, os corpos de Ritápolis e Tabuões de idade Rb-Sr igual a 1932 ± 21 Ma (Quéméneur & Vidal, 1989), além do Maciço de Porto Mendes com idade Pb-Pb de $1821 +179/-204$ e $\mu_1 = 8,24$ (Teixeira et al, 1987), este situado no sudoeste da área investigada, onde também ocorrem seqüências correlatas ao Supergrupo Minas (Quéméneur et al, 1994; Noce, 1995; Teixeira & Figueiredo, 1991).

No âmbito do Cinturão Transamazônico, os principais eventos de deformação e metamorfismo de natureza colisional (Noce, 1995; Carneiro et al, 1995) ocorreram entre 2,1 a 2,0 Ga. O pico dos eventos apresenta idade U-Pb de 2041 ± 5 Ma em titanita do Complexo Bação e idade Pb-Pb de 2050 ± 230 Ma (Noce, 1995). Já as atividades plutônicas mais tardias do Cinturão Mineiro ocorrem mais a sudoeste, representada pelo Maciço Porto Mendes.

Mesoproterozóico

O Mesoproterozóico encontra-se na porção meridional do Cráton representado pela extremidade sul das seqüências metassedimentares do Supergrupo Espinhaço, cuja sedimentação e granitogênese de natureza alcalina associada, desenvolveu-se na abertura de um rifte intracontinental. O Supergrupo Espinhaço é constituído pelos Grupos Diamantina (base) e Conselheiro Mata (topo) [Dussin, 1994]. A seqüência de base é representada por quartzitos e metaconglomerados com intercalações metavulcânicas, as quais se desenvolveram em um contexto de rifte. Os sedimentos continentais do Grupo Diamantina passam para uma seqüência de topo amplamente monótona e constituída por quartzitos e mica-xistos intercalados. Esta seqüência representa os depósitos marinhos transgressivos do Grupo Conselheiro Mata, os quais se desenvolveram no período pós-rifte.

Idades Pb-Pb de vulcânicas ácidas da base do Supergrupo Espinhaço indicam uma deposição ao redor de 1,71 Ga, contemporânea a intrusão do Granito Borrachudos de idade Pb-Pb igual a 1729 ± 12 Ma (Dussin, 1994). Estas idades são semelhantes a outras mencionadas para a Cordilheira do Espinhaço (1,79 a 1,75 Ga) obtidas por Brito Neves et al (1979) e Machado et al (1989), respectivamente.

Neoproterozóico

O Neoproterozóico é representado principalmente pelo Grupo Bambuí (Supergrupo São Francisco), que se distribui segundo um grande arco desde a região norte até a oeste, exibindo contatos erosivos com as rochas do embasamento (e.g. Machado Filho et al, 1983). O Grupo Bambuí é constituído da base para o topo por cinco formações (Dardenne, 1978; Pedrosa Soares et al, 1994; Trompette, 1994): Sete Lagoas, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré, Serra da Saudade e Três Marias. A exceção da Formação Três Marias, todas as demais são agrupadas no Subgrupo Paraopeba, o qual representa uma seqüência pelito-carbonatada depositada em plataforma isolada. A Formação Três Marias, composta principalmente por arcósios, arenitos, siltitos e conglomerados, representaria um ambiente marinho plataformar com tempestades.

Dados isotópicos Rb-Sr indicam que o evento Bambuí ocorreu entre 570 - 640 Ma, enquanto que uma isócrona Pb-Pb (690 ± 70 Ma) sugere que o seu início deve ter sido um pouco anterior (Kawashita, 1996). Adicionalmente, a quimio-estratigrafia com base em razões isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de seqüências calcárias apresenta um valor da ordem de 595 ± 5 Ma (Kawashita, 1996). Contudo, Babinski (1993) sugere idades mais antigas que 690 Ma para o início da deposição do Bambuí (cerca de 900 Ma), com base na evolução isotópica de Pb e dados Pb-Pb.

Em síntese, dados geológicos e geocronológicos disponíveis sugerem que a região meridional do Cráton do São Francisco foi afetada por uma evolução policíclica durante o Arqueano e Paleoproterozóico. Essa evolução é baseada em interpretação integrada de dados geocronológicos U-Pb, Rb-Sr, Pb-Pb, K-Ar, ^{40}Ar - ^{39}Ar e Sm-Nd. A maioria desses dados radiométricos é suportado por isócronas Rb-Sr e Pb-Pb em rocha total e, subordinadamente por idades modelo Sm-Nd, K-Ar e ^{40}Ar - ^{39}Ar em minerais e U-Pb principalmente em zircões e titanitas (Machado et al, 1992; Carneiro, 1992; Noce, 1995; Teixeira, 1982, 1985, 1992; Teixeira & Figueiredo, 1991; Teixeira et al, 1990 e 1996 a e b).

IV - CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL

Na região investigada, foi possível reconhecer 12 unidades litológicas do embasamento metamórfico, definidas a partir de dados de campo e petrográficos. Todavia cabe destacar, que as rochas metamórficas encaixantes do enxame de diques foram investigadas neste trabalho, por constituírem tema complementar ao mesmo. Desse modo, as informações aqui apresentadas são referentes a perfis de reconhecimento das unidades geológicas regionais, compilação da literatura (e.g. Quéméneur, 1991) e trabalho em preparação de Quéméneur (1996), pesquisador que tem-se dedicado nos últimos anos à cartografia geológica da região de Lavras - Bom Sucesso.

Por outro lado, a opção por uma descrição em termos de unidades litológicas, se deve a dificuldade em estabelecer uma estratigrafia precisa, tanto no Arqueano como no Proterozóico, em função da complexidade geológica e escassa disponibilidade de dados geocronológicos. Estes fatos por si só, justificam futuros trabalhos de detalhamento do embasamento local.

Com o intuito de facilitar a visualização dos diques máficos, optou-se pela sua cartografia isoladamente conforme a figura IV.2, onde também aparecem os principais lineamentos regionais. Em função da cartografia realizada a área é maior que o esboço geológico da figura IV.1. Os números de cada ponto amostrado se refere ao número da amostra coletada.

As unidades litológicas descritas a seguir encontram-se nas figuras IV.1 e IV.2.

IV.1 - Unidades arqueanas da infraestrutura

A semelhança com as unidades geológicas das áreas adjacentes já estudadas e os dados geocronológicos disponíveis (Teixeira, 1985; Teixeira & Figueiredo, 1991; Teixeira et al, 1996 a e b; Quéméneur, 1996), confirmam uma geração predominantemente arqueana para a maioria das unidades geológicas aqui descritas.

Granulitos

Trata-se da unidade litológica mais extensa da região, por estender-se além dos perfis de caminhamento executados nos setores norte e oeste da área.

FIGURA IV.1: Esboço geológico do embasamento metamórfico e pontos amostrados para geoquímica e isótopos de Sr e Nd da região de Lavras (MG), porção extremo sul do Cráton do São Francisco. Base geológica adaptada e modificada de Quéméneur (1996).

Constituída predominantemente por granulitos de filiação ácida, intercalados com enderbitos e gnaisses bandados, apresenta via de regra, foliação com direção preferencial N60°W e E-W.

As descrições destes granulitos são escassas e restringem-se a dados do Projeto Sapucaí (Cavalcante et al, 1979) e trabalho em preparação de Quéméneur (1996). Alguns corpos granulíticos, com fácies granitóide, parecem estar delimitados por zonas de falhas. Para leste a unidade encontra-se em contato com o granito arqueano de Bom Sucesso e para sul está em contato com ortognaisses, havendo ainda a ocorrência de anfíbolitos e rochas ultramáficas.

Os granulitos podem ser divididos em 3 grupos com base na petrografia e geoquímica: granulitos trondhjemitico-tonalíticos, granulitos cálcio-alcálicos potássicos e granulitos máfico-ultramáficos (Quéméneur, 1996). Na parte norte da unidade granulítica predominam as suítes trondhjemitica-tonalítica e cálcio-alcálica potássica com charnockitos e enderbitos. Na parte sul predominam níveis máficos e ultramáficos com piroxênio-anfíbolitos.

A suíte granulítica cálcio-alcálica potássica é assim interpretada por Quéméneur (1996) em função das semelhanças químicas com o granito arqueano de Bom Sucesso. Em geral, a suíte pode ser definida por charnockitos e gnaisses charnockíticos. Os charnockitos são rochas de cor cinza clara esverdeada com granulação média a grossa, e a mineralogia fundamental é fornecida por ortoclásio, oligoclásio e quartzo. Os minerais acessórios são biotita e piroxênios. O pouco piroxênio encontra-se parcialmente alterado para anfíbólio fibroso e sericita. Os gnaisses charnockíticos são fortemente orientados e caracterizam-se pela cor cinza clara moderadamente a fortemente esverdeadas. Sua mineralogia fundamental é dada por: feldspato potássico na forma sigmoidal predominando sobre plagioclásio, quartzo na forma de lentes recristalizadas e hornblendas com restos de piroxênios no núcleo.

Na suíte trondhjemitica-tonalítica, destacam-se granulitos fortemente bandados com cor cinza clara quando predomina plagioclásios, cor cinza esverdeado claro as vezes amarronzada propiciada por muita biotita e cor cinza esverdeado escuro quando anfíbólios e piroxênios dominam. Os granulitos de composição trondhjemitica-tonalítica são denominados de enderbitos, em função das classificações existentes não contemplarem este tipo de rocha (Quéméneur, 1996). Tais enderbitos, se caracterizam mineralogicamente por volumes abundantes de plagioclásios poligonizados (até 70%), moderados volumes de

quartzo e feldspatos de potássio e baixa quantidade de biotita, orto e clinopiroxênios. Os termos mais básicos mostram maiores volumes de clinopiroxênios.

A suíte máfica-ultramáfica apresenta metabasaltos (Quéméneur, 1996), cuja mineralogia é predominantemente constituída por plagioclásios cálcicos e associações de orto-clinopiroxênios com anfibólios. O representante das faixas ultramáficas, em geral, é o piroxenito constituído por orto e clinopiroxênios, porções de tremolita e serpentina.

Os gnaisses bandados, de ocorrência abundante na ponte do Funil (± 10 Km ao norte da cidade de Lavras), se caracterizam pelas bandas centimétricas quartzo-feldspáticas intercaladas a bandas biotita/anfibólio e pela estrutura “flaser” nos minerais de quartzo.

Recentes investigações geocronológicas no domínio granulítico (Quéméneur, 1996) indicam idades arqueanas para este domínio [isócrona Rb-Sr com valor de 2661 ± 36 Ma, razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,70148 e MSWD = 1,14]. Todavia, dados Sm-Nd e Rb-Sr obtidos nesta tese referentes a 4 amostras da área granulítica (Tabelas IV.1 e IV.2), apresentaram diagramas isocrônicos com arranjos lineares que não possuem significado geológico. Este fato possivelmente esteja relacionado à distúrbios isotópicos em ambos os sistemas. Por outro lado, as idades modelo Sm-Nd (T^{DM}), indicam a existência de crosta arqueana para este domínio, a julgar pelos valores situados entre 2,92 e 3,46 Ga, com média de $3,14 \pm 0,28$ Ga ($n=3$).

Amostra	Rb (*)	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	Erro	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Erro (2σ)
150 granulito	16,5	672	0,0716	0,0020	0,705255	0,000012
142 ortognaisse	134,5	137	2,8354	0,0860	0,815790	0,000010
39 granulito	179,5	136	3,8239	0,1160	0,790857	0,000013
91 granulito	18,5	456	0,1182	0,0040	0,705062	0,000015
133 granulito	4,0	267	0,0423	0,0001	0,702113	0,000008

Tabela IV.1: Dados analíticos Rb-Sr do embasamento metamórfico da região de Lavras. Rb e Sr obtidos por fluorescência de raios-X (FRX). (*) = Os valores de Rb foram calculados pelo confronto entre Rb(DI) vs Rb(FRX), com desvio máximo de 2,5 ppm.

Gnaisses TTG

A unidade predominantemente se distribui a leste da Serra de Bom Sucesso (Quéméneur, 1996). Subordinadamente, sua presença é assinalada na área granulítica a oeste da Serra de Bom Sucesso. O corpo à leste da serra se constitui em uma extensa faixa orientada E-W. Tais gnaisses, denominados por Quéméneur (1996) de gnaisses “Pau da Bandeira”, apresentam granulação média e são constituídos essencialmente por: oligoclásio,

quartzo, feldspato potássico e biotita. Os minerais acessórios mais comuns são: titanita, apatita e opacos.

Segundo Quéméneur (1996), os dados geoquímicos evidenciam uma grande variedade composicional para os gnaisses que variam de trondhjemitó a tonalito e granodiorito (TTG).

Amostra	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	Erro	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Erro (2 σ)	$T^{\text{DM}}(\text{Nd})[\text{Ga}]$
150 granulito	4,968	28,727	0,1052	0,0001	0,510802	0,000036	3,04
142 ortogneisse	9,826	55,657	0,1074	0,0001	0,510870	0,000037	3,00
39 granulito	8,073	50,503	0,0973	0,0007	0,510724	0,000045	2,92
91 granulito	6,456	29,409	0,1336	0,0001	0,511195	0,000026	3,46
1074 anfibolito*	3,06	10,13	0,1825	0,0001	0,512457	0,000010	2,63
1080 anfibolito*	9,38	35,74	0,1587	0,0001	0,511953	0,000011	2,83
1082 anfibolito*	4,87	15,82	0,1860	0,0001	0,512541	0,000030	2,53
1147 anfibolito*	5,41	18,41	0,1777	0,0001	0,512271	0,000014	3,14

Tabela IV.2: Dados analíticos Sm-Nd do embasamento metamórfico da região de Lavras, obtidos pela técnica de diluição isotópica (DI). * = amostras de anfibolitos cujos dados Sm-Nd foram extraídos de Quéméneur (1996).

Anfibolitos e metabasaltos

Com maior expressão na porção leste do mapa, a unidade é representada por anfibolitos e metabasaltos pertencentes ao "Greenstone Belt" Rio das Mortes (Quéméneur & Garcia, 1993). Na porção oeste da Serra de Bom Sucesso também se assinalam alguns corpos associados com ultramáficas, cujo conjunto é denominado por Quéméneur (1996) de "Greenstone Belt" Lavras. Em geral, os anfibolitos intercalam-se com rochas ultramáficas e com grande expressão no domínio dos gnaisses do tipo TTG.

No caso do "Greenstone" Rio das Mortes verifica-se duas faixas de anfibolitos, separadas por gnaisses e Granitos tipo Bom Sucesso, uma à norte e outra à sul. A faixa norte é constituída por metabasaltos toleíticos e rochas ultramáficas de composição komatiítica, enquanto à sul se constitui em metabasaltos toleíticos, komatiíticos e corpos ultramáficos komatiíticos. Alguns pontos mais próximos do Maciço Transamazônico Tabuões, mostram níveis de injeções quartzo-feldspática introduzindo-se nos anfibolitos, demonstrando o seu caráter intrusivo.

A composição do "Greenstone" Lavras apresenta fortes semelhanças com aquela do "Greenstone" Rio das Mortes (Quéméneur, 1996). Ambas seqüências apresentam

intercalações sedimentares inter derrame no empacotamento basáltico. Trata-se de formações ferríferas bandadas, quartzitos ricos em grafita e gonditos.

Dados recentes obtidos por Quéméneur (1996), demonstram que os metabasaltos toleíticos são do tipo “MORB” e apresentam idades T^{DM} Sm-Nd entre 2,53 e 3,14 Ga (Tabela IV.2), com média de $2,78 \pm 0,27$ Ga ($n=4$).

Dioritos

Situada a sul do Granito Transamazônico Tabuões, esta unidade é representada por rochas dioríticas. Os dioritos apresentam coloração cinza-escura e granulação média. A mineralogia é dominada por plagioclásios epidotizados, hornblenda e quartzo em cristais intergranulares. Segundo Quéméneur (1996) o diorito deve estar associado a evolução do “Greenstone” Rio das Mortes.

Rochas ultramáficas

A unidade é constituída por rochas ultramáficas distribuídas em 2 corpos de formato diferentes. O primeiro localizado a noroeste de Lavras se apresenta como uma faixa NW intercalada na unidade dos ortognaisses, dispendo-se segundo a orientação preferencial na região. O segundo situa-se no sopé sudoeste da Serra de Bom Sucesso com formato ovalado. Ambos estão representados por rochas de granulação fina e mineralogia essencialmente composta por talco e serpentina.

Alguns corpos ultramáficos adicionais foram observados, porém ainda carecem de melhor delimitação, sendo constituídos por piroxenitos. Estes se apresentam em rochas de granulação fina a média compostos por bronzita, pargasita, clorita, talco, serpentina e opacos.

Gnaisse granítico migmatizado

Localiza-se nas imediações da cidade de Bom Sucesso e está representada por gnaisses graníticos migmatizados de coloração cinza-clara, granulação fina a média e isenta de porfiroblastos. A mineralogia essencial do paleossoma é fornecida por quartzo, biotita, anfibólio e feldspato. Em escala microscópica, verifica-se que os feldspatos são a microclina e o plagioclásio, enquanto o anfibólio é a hornblenda. Assinalam-se ainda: titanitas, apatita, zircão e opacos.

Interessante notar, que esta unidade praticamente circunda o Granito Bom Sucesso, demonstrando estar associado ao mesmo.

Uma isócrona Rb-Sr estabelecida para migmatitos (4 pontos do paleossoma) situados a nordeste do município de Bom Sucesso (IGA/CPGeo, inédito), forneceu um valor de 2690 ± 56 Ma com razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de 0,7001 e MSWD = 4,8. Resultados semelhantes também são obtidos de migmatitos (paleossoma) e gnaisses graníticos de alto grau, posicionados mais à noroeste de Bom Sucesso (IGA/CPGeo, inédito) e com idade isocrônica da ordem de 2.688 ± 50 Ma, razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de 0,70213 e MSWD = 1,6 (12 pontos).

Granitos tipo Bom Sucesso

Diversos corpos intrusivos de granitos com coloração cinza-escura as vezes azulada, granulação média a grossa e mineralogia fundamental dada por: quartzo, biotita e feldspatos. Uma das maiores intrusões e a melhor estudada é aquela situada a norte da cidade de Bom Sucesso. Os demais corpos ocorrem tanto a oeste quanto a leste da Serra de Bom Sucesso.

Em particular, o corpo de maior dimensão ocorre na parte central da região investigada. Em geral, sua granulação é um pouco mais fina e a coloração é mais clara do que o Granito Bom Sucesso, posicionado à norte. Em alguns locais o bandamento é incipiente mas, em outros o corpo mostra-se orientado predominantemente E-W, tectônica está possivelmente representativa da Faixa Alto Rio Grande, marginal ao Cráton do São Francisco. Áreas restritas deste corpo apresentam concentrações anômalas de titanita.

O Maciço de Bom Sucesso se apresenta envolvido por gnaisses graníticos migmatizados e com formato quase ovalado. Segundo Quéméneur (1996) é constituído por duas fácies distintas. A primeira correspondente ao núcleo do maciço, é composta por um granito cinza azulado cuja mineralogia principal é fornecida por feldspato potássico, oligoclásio, quartzo e biotita verde, enquanto os acessórios principais são: apatita, ilmenita e zircão. A segunda restringe-se a porção nordeste do maciço e é constituída por um granito de cor bege com textura porfirítica onde os fenocristais são de mesopertita e oligoclásio. Destacam-se ainda: quartzo, biotita verde e minerais acessórios como epidoto, apatita, ilmenita e zircão.

Adicionalmente, os fácies apresentam diferenças composicionais, as quais conduziram Quéméneur (1996) a propor uma origem a partir da mistura de magmas com fusão parcial na base da crosta seguida por diferenciação.

Cumpramos ressaltar, que a composição cálcio-alcálica potássica de algumas faixas da área granulítica, em muito se assemelham a obtida para o Maciço Bom Sucesso, sugerindo uma possível continuidade deste tipo de intrusão mais para à oeste do referido maciço.

Quéméneur & Vidal (1989) e Quéméneur (1996), definiram uma idade arqueana para estas intrusões com base em uma isócrona Rb-Sr de 2.787 ± 143 Ma, razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de $0,70806 \pm 0,0059$ e MSWD de 0,72. As rochas utilizadas para a obtenção desta isócrona se referem a parte central do maciço.

IV.2 - Unidades paleoproterozóicas do Cinturão Mineiro e mais jovens

Gnaisses monzoníticos porfiroblásticos migmatizados

Localizada a sudeste da cidade de Lavras é constituída essencialmente por gnaisses monzoníticos porfiroblásticos de coloração cinza-clara e granulação média a grossa. A mineralogia principal é fornecida por: plagioclásios (~50%), quartzo (~18%), feldspato de potássio (~10%), biotitas (~5%) e opacos. Assinalam-se porfiroblastos de feldspatos.

Frequentemente, a unidade é recortada por injeções quartzo-feldspáticas com espessuras variando de 20 a 50 centímetros, e seu limite a sul deve se estender até os quartzitos da Serra da Bocaina (Itumirim-MG). A leste os migmatitos estão em contato (por falhamento) com os gnaisses tipo TTG dos quais apresentam algumas semelhanças mineralógicas e petrográficas, afora a forte migmatização dos primeiros.

Uma isócrona Rb-Sr obtida por Teixeira (1985) para este domínio forneceu idade de 2.137 ± 123 Ma com razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de $0,70260 \pm 0,0020$ e MSWD = 3,8. Este valor atesta que uma parcela do embasamento arqueano local sofreu retrabalhamento significativo no Paleoproterozóico por conta da evolução do Cinturão Mineiro.

Ortognaisses

Situada a sudoeste da cidade de Lavras e da região investigada (Fig. IV.1), a unidade é constituída exclusivamente por ortognaisses de composição granodiorítica levemente superimpostos por uma deformação tectônica cisalhante, possivelmente ligada a Faixa Alto Rio Grande. Não raro os diversos afloramentos descritos nesta unidade apresentam enclaves de rochas melanocráticas e mesocráticas e a foliação medida invariavelmente situa-

se entre N70°W a E-W, muito semelhante a unidade dos granulitos. Assinalam-se também corpos máficos e ultramáficos no interior desta unidade, conforme já caracterizado.

Em geral, as rochas apresentam cor cinza-clara as vezes esverdeadas, com granulação variando de média a grossa. A mineralogia fundamental é dada por: biotita, quartzo e porfiroblastos milimétricos de feldspatos geralmente na forma sigmoidal. Os feldspatos encontram-se representados por plagioclásios saussuritizados e microclinas. Assinala-se ainda: muscovita, epidoto-zoisita, titanita e zircão.

Os limites sul e oeste desta unidade não foram alcançados pelos perfis executados nas etapas de campo, e a norte os ortognaisses parecem gradar para granulitos.

Uma isócrona Rb-Sr obtida a partir destes ortognaisses por Heilbron et al (1989), produziu idade de 1982 ± 134 Ma com razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de $0,70410 \pm 0,0017$ e MSWD igual a 4. Este resultado, demonstra que os ortognaisses associam-se com a evolução do Cinturão Mineiro. A amostra 142 representativa dos ortognaisses forneceu uma idade modelo Sm-Nd (T^{DM}) da ordem de 3,0 Ga.

Granitos

É constituída predominantemente por dois maciços intrusivos de granitos, a saber: Tabuões e Perdões.

O primeiro situado a nordeste da Serra de Bom Sucesso apresenta composição trondhjemitica, forma ovalada e exceto sua porção norte as demais mostram-se fortemente intemperizadas. Em geral, o Maciço Tabuões apresenta coloração cinza clara, granulação média e textura microporfirítica. A mineralogia essencial é dada por oligoclásio, quartzo, microclina e biotita verde. A mineralogia acessória é fornecida por apatita, titanita e zircão.

A intrusão do Tabuões desenvolveu uma importante aureóla de metamorfismo (Quéméneur, 1996), a qual encontra-se amplamente registrada em diversas formações metassedimentares da Serra de Bom Sucesso (Supergrupo Minas), por exemplo, nos quartzo-biotita-xistos o metamorfismo propiciou o desenvolvimento de granadas e sillimanitas. Dados geocronológicos do Granito Tabuões (Quéméneur & Vidal, 1989) indicam que tal corpo foi gerado no Ciclo Transamazônico (isócrona Rb-Sr de 1932 ± 21 Ma, e razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70251$).

O segundo corpo, posicionado a noroeste da cidade de Perdões, também tem forma ovalada. Via de regra apresenta granulação fina, cor cinza clara e a mineralogia fundamental é constituída por feldspatos potássicos, plagioclásios parcialmente saussuritizados, quartzo e biotita.

Os Maciços Tabuões e Perdões se inserem nas duas suítes (trondhjemítica-tonalítica e granítica) que constituem o arco magmático transamazônico do sul da área cratônica, proposto por Quéméneur et al (1994).

Cumpre ressaltar, que uma das famílias de diques máficos (suíte básica, veja Litogeoquímica) apresentam no campo relações de concomitância com o Granito Tabuões.

Supracrustais do Supergrupo Minas

Metassedimentos do Supergrupo Minas são os responsáveis pela feição geomorfológica conhecida como Serra de Bom Sucesso. Esta correlação entre estes metassedimentos é antiga e de ampla aceitação no âmbito cratônico.

Segundo Quéméneur (1987), a sequência da Serra de Bom Sucesso se constitui em: a) xistos inferiores, caracterizados por quartzo-muscovita-biotita xistos miloníticos com espessuras variáveis entre 50 a 100 metros; b) quartzitos principais, caracterizados por quartzitos brancos com muscovita e espessura entre 5 a 250 metros; c) xistos intermediários, caracterizados por xistos ferruginosos com espessura entre 5 e 20 metros; d) itabiritos, caracterizados por formações ferríferas bandadas com espessura de 1 a 250 metros; e) xistos superiores, caracterizados por quartzo-biotita-muscovita xistos intercalados de quartzitos micáceos e ferríferos com espessura de cerca de 100 metros.

Recentemente Quéméneur (1996), correlaciona as unidades dos quartzitos principais, xistos intermediários e itabiritos, com as Formações Moeda, Batatal e Cauê do Quadrilátero Ferrífero e, os xistos superiores a Formação Cercadinho. Ao equipará-las, e com base no acervo geocronológico existente para os metassedimentos do Supergrupo Minas (e.g. Noce, 1995; Babinski et al, 1995), o referido autor sugere uma idade entre 2500 a 2600 Ma para o início da sedimentação da Serra de Bom Sucesso, mesmo com a ausência dos metassedimentos equivalentes a Formação Gandarela. Os diques máficos dos tipos DB₂ (suíte básica), DMB e DA (veja Petrografia) segmentam estas unidades.

Supracrustais do Supergrupo São João Del Rei

Distribui-se a nordeste da cidade de Lavras sendo constituída por metacalcários e xistos quartzosos.

Os metacalcários pertencem a Formação Barroso e mantêm os estratos remanescentes da fase sedimentar que se orientam sub a horizontalmente. No pacote superior encontram-se os xistos quartzosos pertencentes a Formação Macaia (Ebert, 1984) ou Formação Carandai (Machado Filho et al, 1983). O pacote superior acompanha a estratificação do metacalcário e juntos repousam em discordância angular sobre rochas do embasamento, propiciando a feição geomorfológica conhecida como Serra de Ijaci. Machado Filho et al (1983) e DNPM (1978) relacionam o pacote às supracrustais do Supergrupo São João Del Rei.

Vale ressaltar, que não foram assinalados diques máficos segmentando os pacotes sedimentares desta unidade.

IV.3 - O Enxame de Diques Máficos de Lavras

A região investigada tem sido relativamente pouco estudada, em particular os diques máficos, cujas primeiras descrições incluindo mineralogia e petrografia foram realizadas apenas a partir dos estudos desenvolvidos pelo Projeto Sapucaí (Cavalcante et al, 1979). Posteriormente, se destacam os primeiros dados geocronológicos (K-Ar) obtidos por Teixeira (1985) e os trabalhos de mapeamento geológico do embasamento metamórfico e enxame de diques desenvolvidos por Quéméneur (1989 e 1991). Recentemente, estudos acerca da evolução paleomagnética dos diques tem sido elaborados na região por Ponte Neto (1996).

Os diques máficos distribuem-se por toda região investigada (Fig.IV.2) e apresentam maior densidade de intrusão entre as cidades de Lavras e Bom Sucesso, seccionando indistintamente as diferentes unidades litológicas descritas (Fig.IV.1) a exceção dos metacalcários e xistos quartzosos do Supergrupo São João Del Rei.

De maneira geral, as rochas dos diques apresentam coloração preta, estrutura maciça e são faneríticas, holocristalinas com a granulação variando de fina a média. Rochas com textura porfirítica e granulação média-grossa são assinaladas mas, restritas aos pontos 22, 24, 52, 62 e 63 (Fig. IV.2). Aquelas dos pontos 62 e 63 nordeste e norte de Bom Sucesso respectivamente, se destacam das demais por apresentarem megafenocristais de plagioclásios que atingem 8 cm de comprimento, conferindo-lhes um aspecto de "cumulatus" (Quéméneur, 1989).

FIGURA IV.2: Mapa dos diques máficos da região de Lavras (MG) que inclui a rosácea de direções preferenciais bem como os pontos amostrados. Os números dos pontos se referem ao número de campo das amostras coletadas.

Os diques apresentam-se discordantes da direção geral da foliação e/ou bandamento metamórfico das rochas do embasamento (N70°W a E-W). O conjunto dos diques máficos demonstra 6 direções preferenciais de colocação, a saber: N20°-40°E; N50°-70°E; N40°-60°W; N10°-30°W; N-S e E-W (cf. rosácea na Fig. IV.2). As direções N40°-60°W, N-S e N20°-40°E são as predominantes.

Os diques são subverticais e apresentam espessuras que variam de poucos centímetros até 100 metros. A soma das estimativas de espessuras do conjunto dos diques máficos para a região, indica uma expansão crustal mínima de aproximadamente 1 Km.

Em geral, os diques da suíte básica (veja Litogeoquímica) e aqueles metamórficos (DMB e DA, veja petrografia), apresentam espessuras entre 1 a 50 metros, sendo que as mais freqüentes estão no intervalo de 1 a 10 metros (Foto IV.1). Por outro lado, assinala-se um outro grupo de diques que representam uma suíte básico norítica (veja Litogeoquímica). Suas espessuras variam de 10 a 100 metros, sendo que as mais freqüentes se posicionam entre 10 a 20 metros (Foto IV.2).

O grupo de diques mais espesso, também se caracteriza como o de maior extensão (até 30 km de comprimento) e um exemplo é representado pelas amostras 59, 70 e 1223 (Fig. IV.2). Interessante notar, que estes diques de maior extensão e espessura orientam-se predominantemente no quadrante NW, preferencialmente N40°-60°W. Embora este grupo seja de fácil observação em imagens de satélites, raramente possibilita sua observação no campo e em fotos aéreas, por conta dos processos intempéricos.

Por outro lado, alguns diques de menor extensão (suíte básica) não apresentam correlação alguma entre composição e atitude. Um exemplo deste fato pode ser visualizado na figura IV.2, onde os diques 19 (NE), 26 (NW) e 60 (N-S), pertencentes a mesma suíte (suíte básica), orientam-se em diferentes quadrantes. Isto sugere um preenchimento ao longo de fraturas pré-existentes. Entretanto, outros diques do grupo com menor extensão (e.g. DMB e DA) indicam uma predominância de orientações NE, seguidas pelas N-S, com raríssimas orientações NW e E-W. O "trend" NE na região é aquele relacionado a evolução da Serra de Bom Sucesso.

Via de regra, os contatos com as encaixantes, quando visíveis, são nítidos e discordantes e, em geral, os afloramentos se apresentam frescos, de tal modo que amostras de boa qualidade puderam ser obtidas para os experimentos do trabalho.

FOTO IV.1: Dique não metamórfico da suíte básica com espessura entre 3 a 4 metros, típica deste grupo (DB-100).

FOTO IV.2: Dique não metamórfico da suíte básico norítica com espessura entre 15 a 20 metros, típica deste conjunto (DBN-72).

Conforme anteriormente antecipado, um dique do grupo dos menos extensos e espessos da suíte básica (veja Litogeoquímica), segmenta o Granito Tabuões e é cortado por veios aplíticos e pegmatíticos associados as fases finais da cristalização deste granito. Outro dique posicionado mais a noroeste também mostra-se cortado por vênulas graníticas. Tais feições de campo, já haviam sido mencionadas por Quéméneur (1991) e são assinaladas em outros locais além daqueles descritos acima.

Isto permite antecipar que a intrusão do dique ocorreu na última fase de cristalização do Granito Tabuões, cuja idade é de 1932 ± 21 Ma, sugerindo uma fase intrusiva de diques máficos no Transamazônico e por consequência uma associação tectônica com o Cinturão Mineiro. Aspectos cronológicos e químicos dos diferentes grupos de diques na região, serão detalhados nos capítulos posteriores.

Adicionalmente cabe destacar, que um evento de cisalhamento atingiu alguns diques investigados (diques anfibolíticos, veja petrografia), os quais desenvolveram uma foliação paralela (N-S a $N10^0E$ e $N20^0-40^0E$) a direção do próprio corpo. Tal deformação, sugere que estes diques tiveram origem a partir de corpos ígneos que foram submetidos a processos de cisalhamentos desenvolvidos longitudinalmente aos corpos tabulares durante ou após sua colocação (Foto IV.3). Este fato é apoiado pela foliação restrita às bordas dos diques e nos contatos das rochas encaixantes. Como as zonas de cisalhamento mostram-se fortemente associadas com a migração de fluidos, é de se supor que a geração dos diques classificados como metabásicos (DMB, veja Petrografia) também se relacione a este evento.

O evento cisalhante descrito, pode ser similar ao encontrado em outras zonas de cisalhamento transcorrente, onde a intrusão de diques é controlada por regimes de cisalhamentos transtensivos e transpressivos concomitantes (e.g. Cadman et al, 1990; Chaves, 1996). Outra possibilidade, reside na atuação de regimes transcorrentes após o período intrusivo, aproveitando-se das zonas de fraqueza originais (e.g. Tarney & Weaver, 1987; Tarney, 1992).

Em síntese, é de se esperar o seguinte quadro evolutivo, com base nos dados disponíveis da tabela IV.3 e ao se correlacionar a região com complexos adjacentes (e.g. Complexo Campo Belo): a) geração no Mesoarqueano ($>3,0$ Ga) dos gnaisses TTG e anfibolitos/ultrabásicas associadas; b) intrusão dos Granitos tipo Bom Sucesso no

Neoarqueano, entre 2,78 - 2,77 Ga, os quais podem ser os correspondentes da primeira fase do Evento Rio das Velhas (Carneiro et al, 1995); c) granulitização também no Neoarqueano de parte das unidades litológicas à oeste da Serra do Bom Sucesso entre 2,70 - 2,66 Ga; d) início da sedimentação dos metassedimentos da Serra de Bom Sucesso na interface Arqueano/Proterozóico (~ 2,5 Ga); e) granitização e migmatização ao redor de 2140 Ma; f) intrusão dos granitos do tipo Tabuões e fase final da evolução do Cinturão Mineiro ao se encerrar o Paleoproterozóico. O referido cinturão afetou as unidades dos ortognaisses e dos gnaisses monzoníticos porfiroblásticos entre 2,1 a 1,9 Ga.

FOTO IV.3: Dique metamórfico anfibolítico (DA) em contato tectônico com o ortogneisse Lavras. O contato se destaca pela foliação restrita à borda do dique e pela presença de quartzo estirado.

Unidades Litológicas	Idade	Método	Referências
Granulitos	2661 ± 36 Ma ** [2,92-3,46Ga] 3,14Ga (n=3)	Rb-Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) _i =0,7015 Sm-Nd (T^{DM}) Média	Quéméneur (1996) Presente trabalho
Gnaisses graníticos migmatizados *	2688 ± 50 Ma ** 2690 ± 56 Ma **	Rb-Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) _i =0,7021 Rb-Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) _i =0,7000	IGA/CPGeo IGA/CPGeo
Granitos Bom Sucesso	2787 ± 143 Ma	Rb-Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) _i =0,7081	Quéméneur (1996)
Anfibolitos metabasaltos e	[2,53-3,14 Ga] 2,78 ± 0,27 Ma (n=4) **	Sm-Nd (T^{DM}) Média	Quéméneur (1996)
Ortognaisses	1982 ± 134 Ma 3,0 Ga	Rb-Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) _i =0,7041 Sm-Nd (T^{DM})	Heilbron et al (1989) Presente trabalho
Gnaisses monzoníticos porf. migmatizados	2137 ± 123 Ma	Rb-Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) _i =0,7026	Teixeira (1985)
Granito Tabuões	1932 ± 21 Ma	Rb-Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) _i =0,7025	Quéméneur & Vidal (1989)

Tabela IV.3: Idades Rb-Sr e Sm-Nd no âmbito da região investigada e áreas adjacentes. (*) = Amostras com posição fora da região em apreço. (**) = Dados inéditos. Porf.=porfiroblásticos.

V - PETROGRAFIA E QUÍMICA MINERAL

V.1 - Petrografia

Os dados petrográficos obtidos de 121 lâminas delgadas permitem subdividir os diques máficos da região investigada em 5 grupos distintos, os quais de maneira geral serão descritos a seguir (descrições simplificadas de cada amostra estudada encontram-se resumidamente no apêndice 3). Cumpre ressaltar, que cerca de 30 exemplares deste conjunto mostram-se fortemente epidotizados e/ou saussuritizados e por esta razão foram excluídos dos estudos previstos.

Na análise petrográfica foram adotados os seguintes critérios: 1) Quanto a granulação (mm): a) muito fina ($\varnothing \leq 0,1$); b) fina ($0,1 < \varnothing \leq 1,0$); c) média ($1,0 < \varnothing \leq 5,0$); d) grossa ($5,0 < \varnothing \leq 20,0$); e) muito grossa ($\varnothing > 20,0$). 2) Quanto ao tamanho dos cristais (mm): a) matriz ($\varnothing \leq 0,1$); b) microfenocristais ($0,1 < \varnothing \leq 0,5$); c) fenocristais ($0,5 < \varnothing \leq 2,0$); d) macrofenocristais ($2,0 < \varnothing \leq 10,0$); e) megafenocristais ($\varnothing > 10,0$).

As rochas analisadas são holocristalinas, mas alguns casos de rochas hipocristalinas foram assinalados, como por exemplo a amostra DB₂-15. Amostras com granulação média e fina predominam sobre as de granulação muito fina e, via de regra, as médias-finas representam as partes mais centrais dos diques enquanto as muito finas representam as margens. Na realidade as amostras de granulação muito fina mostram-se intensamente intemperizadas. Por outro lado, todo o conjunto de diques máficos apresenta amostras com ligeiro predomínio de granulação fina.

As texturas mais comuns observadas nas amostras estudadas são:

A - Subofítica: as ripas de plagioclásios encontram-se parcialmente englobadas por cristais óticamente contínuos de piroxênios, cujo tamanho médio é inferior ao dos plagioclásios.

B - Intergranular: os interstícios dos plagioclásios são ocupados por cristais de piroxênios.

C - Porfirítica: caracterizada por apresentar megafenocristais, macrofenocristais, fenocristais e raramente microfenocristais de plagioclásios e/ou piroxênios imersos em matriz de granulação fina, muito fina a vítrea.

D - Granoblástica: caracterizada por apresentar plagioclásios e anfibólios preferencialmente subpoligonizados com contatos justapostos em típica trama grão mais crescimento. Em diques com indicação de estágios deformativos (cisalhamento), como deve ter ocorrido nos diques anfibolíticos, além deste tipo de textura são observados também a textura granonematoblástica com forte orientação dos grãos minerais.

Destaca-se, que em um dos grupos atingidos pelo metamorfismo (DMB), as feições ígneas originais não foram obliteradas e adotou-se o termo blasto para designação textural (e.g. blasto-subofítica).

V.1.1 - Diques Básicos Noríticos

Este grupo encontra-se posicionado geograficamente entre as cidades de Lavras e Bom Sucesso, mas mostra tendência em se distribuir para noroeste a partir da porção central do enxame. Conforme relatado no item geologia eles se orientam preferencialmente no quadrante NW.

Os diques básicos noríticos (DBN) representam cerca de 13% das rochas investigadas e a granulação de suas rochas varia de fina ($t_{\text{médio}} = 0,8 \text{ mm}$) a média ($t_{\text{médio}} = 2,0 \text{ mm}$) com ligeiro predomínio daquelas com granulação média. Os contatos entre os cristais são em grande maioria do tipo reto seguidos por escassos contatos reentrantes ou irregulares.

As texturas iniciam-se pelas cumuláticas (amostras 1212 e 72) que passam gradativamente a intergranulares e subofíticas (amostras 64 e 54). O tipo de textura cumulática identificada é a heteradcumulática (Wager & Brown, 1968), onde o plagioclásio ocorre como fase “intercumulus”, enquanto olivina, orto e clinopiroxênios ocorrem como fase “cumulus” (Fotomicrografia V.1).

Os minerais fundamentais dos DBN são: plagioclásio (precoce An = 74-59%; tardio An = 71-52%); augita (precoce Wo = 39-27%; tardia Wo = 36-27%); ortopiroxênio (precoce Wo = 4,3-1,2%; tardio Wo = 4,9-3,2%); minerais opacos e pouca biotita. A olivina é escassa e ocorre predominantemente em rochas com textura cumulática e subordinadamente em rochas com textura intergranular ou subofítica. Intercrescimentos micropegmatíticos mais a pigeonita (tardia Wo = 15%) são raros ou totalmente ausentes.

Com representação volumétrica variando de cerca de 30 a 40%, os plagioclásios ocorrem na forma de ripas euédricas a subédricas e prismas alongados. Quando em rochas de textura heteradumulática encontram-se em macrofenocristais (tmédio = 5,0 mm) incluindo os demais minerais e quando em rochas de textura intergranular mostram-se em feno (tmédio = 1,8 mm) e microfenocristais (tamanho médio = 0,4 mm), cujos interstícios são preenchidos por outros minerais. Nas rochas com textura cumulática, os plagioclásios apresentam volumes sempre inferiores (~30%) quando relacionados à aqueles com texturas intergranular e subofítica (~40%). Geralmente, os plagioclásios encontram-se maclados polissinteticamente segundo a lei da albita, albita-carlsbad-periclina e a aplicação do método Michel-Levy nos geminados, proporcionaram conteúdos da molécula de anortita correspondentes predominantemente aos termos da labradorita. Em algumas amostras pode se observar cristais de plagioclásios recobertos por uma fina nuvem acastanhada e de aspecto difuso. Zhang & Halls (1995) atribuem as nuvens a exsolução de impurezas (Fe por exemplo) no decorrer da cristalização dos plagioclásios. Manchas de saussuritização e epidotização também são assinaladas nos núcleos de alguns poucos cristais. Nestas manchas de aspecto difuso pode se verificar sericita, calcita e epidoto.

Os piroxênios ocupam 35 a 45% do volume total da rocha. São representados predominantemente por augítas e subordinadamente por ortopiroxênios e rara pigeonita. Em geral, encontram-se em prismas isolados, as vezes geminados ou de maneira composta (Fotomicrografia V.2). Os piroxênios compostos apresentam-se de duas formas: uma predominantemente com ortopiroxênio no núcleo e clinopiroxênio na borda e outra mais escassa com pigeonita no núcleo e clinopiroxênio na borda. Este tipo complexo de piroxênio é semelhante à aqueles de rochas lunares e dos diques da região sudoeste da Groenlândia, relatados por Hall et al (1985) e Hall & Hughes (1987). Os cristais compostos de piroxênios somente não são observados nas rochas com textura cumulática.

A augita representa volumetricamente valores entre 20 a 30%, e ocorre freqüentemente como fenocristais (tmédio $\cong$ 1,5 mm), microfenocristais (tmédio $\cong$ 0,3 mm) e matriz (tmédio $\cong$ 0,08 mm), tanto para rochas com textura cumulática como para intergranular. Apresenta-se incolor a verde-claro, exclusivamente em prismas euedrais nas rochas de textura cumulática e em grãos euedrais, subedrais a anedrais nas demais texturas.

FOTOMICROGRAFIA V.1: Amostra DBN-1212 - Aspecto geral da textura cumulática (heterad cumulática) assinalada nos diques básicos noríticos, com plagioclásios "intercumulus" e orto e clinopiroxênios "cumulus". Nicóis cruzados (objetiva 2,5x), lado maior da foto $\cong$ 5,0 mm.

FOTOMICROGRAFIA V.2: Amostra DBN-28 - Detalhe de um cristal composto de piroxênios, onde ortopiroxênio (bronzita) ocorre no núcleo e clinopiroxênio (augita) ocorre na borda, diagnosticado nos diques básicos noríticos. Nicóis cruzados (objetiva 5,0x), lado maior da foto $\cong$ 2,3 mm.

Quando não inclusa poiquiliticamente encontra-se preenchendo interstícios entre plagioclásios ou englobando-os parcialmente. Distribui-se em cristais isolados e quando em cristais conjugados ocupa sempre suas bordas laterais.

Os ortopiroxênios (bronzita) ocupam volumes na rocha que variam de 10 a 18%, sendo que os exemplares de textura cumulática apresentam os maiores volumes, enquanto as demais texturas os menores volumes. Caracterizam-se pelas cores rosadas a verde pálida e extinção reta. Geralmente, apresentam-se em fenocristais (tmédio $\cong$ 1,5 mm) e microfenocristais (tmédio $\cong$ 0,3 mm) euedrais a subedrais. Ocorrem isoladamente preenchendo interstícios dos plagioclásios mas se destacam por constituírem os núcleos dos piroxênios compostos. Em geral, a proporção em fenocristais dos ortopiroxênios é semelhante a proporção dos fenocristais de plagioclásio.

A pigeonita não ultrapassa os 3% em volume da rocha e quando em cristais isolados se apresentam em prismas subedrais a anedrais. Nos tipos conjugados, ocorre sempre no núcleo em prismas euedrais a subedrais sendo bordejada pela augita. Em geral se constituem em fenocristais (tmédio $\cong$ 1,0 mm) e microfenocristais (tmédio $\cong$ 0,2 mm). Os fenocristais predominam nos tipos conjugados e os microfenocristais no tipo isolado. Exemplares com textura cumulática são volumetricamente ricos em piroxênios, contudo, as pigeonitas são restritas a poucas amostras com textura intergranular ou subofítica.

Exclusividade dos DBN, a olivina (Fo = 76-78%) não ultrapassa 5% do volume da rocha e ocorre freqüentemente em microfenocristais (tmédio $\cong$ 0,2 mm) e como matriz (tmédio $\cong$ 0,08 mm). Apresentam-se anedrais com contornos arredondados, bordejados por minerais opacos e inclusas nos cristais de piroxênios. Em geral, encontram-se em cristais não alterados.

Os minerais opacos estão representados por magnetitas e ilmenitas, as quais no conjunto chegaram a comprometer até 5% do volume de rocha total. Em geral, as magnetitas ocorrem em microfenocristais (tmédio $\cong$ 0,2 mm) subédricos nas formas cúbicas ou octaédricas, enquanto as ilmenitas ocorrem comumente em microfenocristais (tmédio $\cong$ 0,2 mm) na forma acicular.

Quando presente, o intercrescimento micropegmatítico apresenta volume não superior a 5% e é caracterizado por intercrescimentos micrográficos ou granofíricos de composição quartzo-K feldspática. Estes intercrescimentos têm sido encontrados em

diferentes tipos de “diques noríticos” na Groenlândia (Hall & Hughes, 1987), mas ocorre também em outros tipos de diques toleíticos, como por exemplo nos diques do Uruguai.

Neste grupo, a biotita pode alcançar 3% do volume da rocha e ocorre em microfenocristais (tmédio $\cong$ 0,2 mm) e como matriz na forma de palhetas anédricas de coloração marrom avermelhada.

A apatita, raramente ultrapassa 1% em volume na rocha, mostra-se acicular ou em cristais hexagonais.

Assinalam-se ainda: clorita, sericita, calcita, epídoto e raro anfibólio. Os quatro primeiros são fruto da desestabilização dos plagioclásios e piroxênios.

V.1.2 - Diques Básicos - 1

O conjunto também encontra-se posicionado geograficamente entre as cidades de Lavras e Bom Sucesso. Todavia, estão sempre localizados na parte central do enxame. Orientam-se preferencialmente no quadrante NW seguindo a tendência já assinalada para os DBN.

Os diques básicos 1 (DB₁) representam cerca de 11% das rochas investigadas e a granulação predominante é a do tipo fina (tmédio = 0,8 mm). Em geral, os contatos entre os cristais são retos, as vezes reentrantes ou irregulares. São caracterizados pela textura intergranular e pela textura subofítica (Fotomicrografia V.3).

Os minerais essenciais dos DB₁ são: plagioclásio (precoce An = 67-55%; tardio An = 54-42%); augita (precoce Wo = 34-32%; tardia Wo = 33-27%); pigeonita (precoce Wo = 10-13%; tardia Wo = 11-15%); ortopiroxênio; minerais opacos e escassa biotita.

Os plagioclásios representam cerca de 40-45% do volume da rocha e ocorrem na forma de ripas euédricas a subédricas e prismas alongados. Mostram-se em feno (tmédio = 0,8 mm) e microfenocristais (tmédio = 0,2 mm), cujos interstícios são preenchidos por outros minerais. Em geral, encontram-se geminados segundo a lei da albita, albita-carlsbad-periclina e a aplicação do método Michel-Levy proporcionaram conteúdos da molécula de anortita correspondentes predominantemente aos termos da labradorita. Alguns cristais de plagioclásios apresentam-se recobertos por uma nuvem acastanhada clara,

semelhante a aquelas observadas nos plagioclásios do grupo anterior. Saussuritização e epidotização são fenômenos assinalados nos núcleos de alguns poucos cristais, via de regra posicionados nas microfaturas destes cristais.

Os piroxênios ocupam 35 a 45% do volume total da rocha. São representados predominantemente por augitas e subordinadamente por pigeonitas e escasso ortopiroxênio. Geralmente, encontram-se em prismas individualizados, as vezes geminados. Cristais compostos são raros, restritos a alguns exemplares e se apresentam da mesma maneira que aqueles identificados nos DBN.

A augita representa volumes da ordem de 25 a 30% da rocha, e ocorre freqüentemente como fenocristais ($t_{\text{médio}} \cong 0,8 \text{ mm}$), microfenocristais ($t_{\text{médio}} \cong 0,2 \text{ mm}$) e matriz ($t_{\text{médio}} \cong 0,08 \text{ mm}$). Apresenta-se incolor a verde-clara em prismas subedrais a anedrais. Via de regra, encontra-se preenchendo interstícios entre plagioclásios ou englobando-os parcialmente. Distribui-se em cristais individualizados e quando em raros cristais compostos ocupa sempre suas bordas laterais.

Com representação volumétrica entre 8 a 10% do volume da rocha, a pigeonita se apresenta em prismas subedrais a anedrais. Em geral, constituem fenocristais ($t_{\text{médio}} \cong 0,6 \text{ mm}$) e microfenocristais ($t_{\text{médio}} \cong 0,2 \text{ mm}$), os quais se distribuem preenchendo interstícios entre os plagioclásios.

A bronzita representa os ortopiroxênios, os quais se distribuem ocupando volumes na rocha que variam de 5 a 8%. Caracterizam-se pelas cores rosadas a verde pálida e extinção reta. Frequentemente, apresentam-se em fenocristais ($t_{\text{médio}} \cong 0,7 \text{ mm}$) e microfenocristais ($t_{\text{médio}} \cong 0,2 \text{ mm}$) subedrais a anedrais, que ocorrem individualizados preenchendo interstícios dos plagioclásios. Nos raros cristais conjugados de piroxênios, tanto a bronzita como a pigeonita restringem-se ao núcleo.

Também neste grupo, assinala-se o micropegmatito cujos volumes variam entre 5 a 10% da rocha total e são caracterizados por intercrescimentos micrográficos ou granofíricos de composição quartzo-K feldspática (Fotomicrografia V.4).

A biotita não ultrapassa 5% do volume da rocha e ocorre como microfenocristais ($t_{\text{médio}} \cong 0,1 \text{ mm}$) e como matriz na forma de palhetas anédricas de coloração marrom avermelhada.

FOTOMICROGRAFIA V.3: Amostra DB₁-112 - Aspecto geral da textura subofítica, localmente intergranular, típica nos diques básicos 1, onde se observa fundamentalmente plagioclásios ripiformes, intercrescimentos micropegmatíticos e cristais subedrais de augita. Nicóis cruzados (objetiva 2,5x), lado maior da foto $\cong$ 5,0 mm.

FOTOMICROGRAFIA V.4: Amostra DB₁-70 - Detalhe do intercrescimento quartzo-feldspático (micropegmatito) e da textura subofítica, de ocorrência comum nos diques básicos 1, onde se destacam ripas de plagioclásios e cristais subedrais de augita. Nicóis cruzados (objetiva 5,0x), lado maior da foto $\cong$ 2,5 mm.

Os minerais opacos estão representados por magnetitas e ilmenitas, as quais não ultrapassam 5% do volume de rocha total. Em geral, as magnetitas ocorrem em microfenocristais ($t_{\text{médio}} \cong 0,1 \text{ mm}$) subédricos nas formas cúbicas ou octaédricas, enquanto as ilmenitas freqüentemente ocorrem em microfenocristais aciculares ($t_{\text{médio}} \cong 0,1 \text{ mm}$).

A apatita se distribui por até 1% do volume da rocha e mostra-se com hábitos aciculares ou em cristais hexagonais.

Assinalam-se ainda: clorita, sericita, calcita, epídoto e raro anfibólio.

Cabe notar, as similaridades assinaladas entre os DBN e os DB₁, tais como: presença de micropegmatito, pequena distribuição de biotita primária e ocorrência de ortopiroxênios magnesianos, as vezes, na forma de cristais conjugados.

V.1.3 - Diques Básicos - 2

Os diques básicos 2 (DB₂) são os de maior freqüência na região representando cerca de 42% das amostras descritas. Predominam aquelas de granulação média ($t_{\text{médio}} \text{ dos grãos} \cong 1,0 \text{ mm}$). O grupo se distribui por toda a região investigada e seu posicionamento direcional é aleatório.

Geralmente os exemplares apresentam textura subofítica a intergranular (Fotomicrografia V.5 e V.6), as vezes porfirítica como nas amostras 15, 74, 24 e 37. Na textura subofítica os minerais comumente ocorrem como fenocristais ($t_{\text{médio}} = 1,1 \text{ mm}$), microfenocristais ($t_{\text{médio}} = 0,4 \text{ mm}$) e raramente como matriz. Na textura intergranular predominam minerais como microfenocristais ($t_{\text{médio}} = 0,4 \text{ mm}$) e matriz. As rochas com textura porfirítica mostram fenocristais de plagioclásios e piroxênios ($t_{\text{máx}} = 2,6 \text{ mm}$ e $t_{\text{min}} = 1,2 \text{ mm}$) dispersos em matriz vítrea ou constituída por microfenocristais ($t_{\text{médio}} = 0,2 \text{ mm}$), também de plagioclásios e piroxênios. Na grande maioria das amostras os contatos entre os grãos é reto mas, contatos reentrantes e/ou irregulares também são assinalados.

Os constituintes mineralógicos fundamentais são: plagioclásios (precoce An = 72-50%; tardio An = 39-62%); augitas (precoce Wo = 35-47%; tardio Wo = 23-49%); escassa pigeonita (Wo = 9%) e hiperstênio (Wo = 1%).

Subordinadamente assinalam-se anfibólios, minerais opacos, apatita, clorita, epídoto e sericita.

FOTOMICROGRAFIA V.5: Amostra DB₂-60 - Aspecto geral da textura subofítica dos diques básicos 2, mostrando a disposição das ripas de plagioclásios e dos cristais de augita. Nicóis cruzados (objetiva 2,5x), lado maior da foto $\cong$ 5,0 mm.

FOTOMICROGRAFIA V.6: Amostra DB₂-60 - idem anterior, com nicóis paralelos (objetiva 2,5x), lado maior da foto $\cong$ 5,0 mm.

Com representação volumétrica oscilando entre 40 e 45% da rocha, os plagioclásios predominantemente ocorrem em fenocristais ($t_{\text{médio}} \cong 1,2 \text{ mm}$) e subordinadamente em microfenocristais ($t_{\text{médio}} = 0,5 \text{ mm}$). De maneira geral, apresentam-se ripiformes, eudrais a subedrais e estão geminados segundo a lei da albita ou albita Carlsbad. Utilizando-se o método de Michel-Levy obtiveram-se termos composicionais no intervalo andesina-labradorita. Manchas de saussuritização ou epidotização, quando observadas, são de baixa frequência e restrita a microfraturas nos cristais. Algumas amostras exibem cristais de plagioclásios recobertos por uma fina nuvem de coloração acastanhada e de aspecto difuso.

Os piroxênios ocupam cerca de 25-30% do volume da rocha, podendo chegar a 40% se a amostra não apresentar anfibólios. São representados predominantemente por fenocristais, microfenocristais e matriz de augita, sendo pequena a quantidade assinalada de pigeonita e hiperstênio.

A augita apresenta-se incolor em cristais anedrais a subedrais com dimensões que variam de 0,01 a 2,0 mm, freqüentemente com dimensões médias ao redor de 1,2 mm. Os cristais mostram formas granulares à prismáticas, às vezes geminadas, e invariavelmente englobam parcialmente os plagioclásios ou preenchem seus interstícios.

Individualmente, hiperstênio e pigeonita raramente ultrapassam 5% em volume da rocha. Via de regra, encontram-se como matriz ou microfenocristais ($t_{\text{médio}} = 0,2 \text{ mm}$), e estão na forma de agregados policristalinos ou associados a augita. As pigeonitas encontram-se dominantemente em cristais anedrais e também são incolores como augita. O hiperstênio é de coloração rósea e ocorre em cristais subedrais a anedrais. Em geral, todos os tipos de piroxênios encontram-se mais ou menos alterados, em suas bordas e fraturas, para anfibólios e cloritas.

Os minerais opacos ($t_{\text{médio}} = 0,5 \text{ mm}$) ocupam 5 a 10% do volume da rocha e são representados por magnetitas e ilmenitas. Preferencialmente distribuem-se como microfenocristais e matriz. Em geral, as ilmenitas são aciculares enquanto as magnetitas podem ser cúbicas e octaédricas. São escassas as magnetitas esqueléticas, as quais envolvem piroxênios e plagioclásios.

Os anfibólios, quando presentes, chegam a atingir até 15% (comumente entre 5 a 10%) do volume da rocha e podem ser visualizados nas bordas dos piroxênios ou mais raramente em cristais isolados. Quando isolados apresentam-se preferencialmente em

cristais anédricos e subordinadamente subédricos. São fortemente pleocróicos (verde claro [Z] a acastanhado [X]) e exibem as vezes planos de clivagem. Dados óticos adicionais sugerem que esses minerais sejam do grupo das hornblendas.

A apatita é rara (< 1% em volume) e encontra-se em cristais aciculares e hexagonais. Também rara, a biotita encontra-se sempre interdigitada em cristais de anfibólio a partir do qual parece ter se originado.

Clorita, epidoto, calcita e sericita constituem um grupo que está sempre relacionado a instabilidade deutérica de plagioclásios e piroxênios.

Vale ressaltar, as diferenças observadas entre os DB₁ e DB₂ como a moda e a composição dos ortopiroxênios envolvidos, a ausência nos DB₂ do micropegmatito, a presença dos cristais compostos de piroxênios e da biotita nos DB₁, e a presença de anfibólio nos DB₂.

V.1.4 - Diques Metabásicos

Geograficamente mostram-se posicionados entre Ijaci e Bom Sucesso, na parte mais central do enxame, e orientam-se preferencialmente a NE e N-S.

Os diques metabásicos (**DMB**) representam 10% das amostras estudadas. Estes diques assemelham-se aos **DB₂** e são caracterizados por uma textura variável do tipo blasto-subofítica a blasto-intergranular (Fotomicrografias V.7 e V.8). Geralmente na lâmina se reconhece a estrutura magmática original, por este motivo será adotada a mesma nomenclatura. Adiciona-se, que encontram-se presentes relíquias dos minerais magmáticos originais (e.g. plagioclásio, piroxênio).

O grupo é petrograficamente semelhante àquele descrito em Uauá, Bahia, norte do Cráton do São Francisco (Menezes Leal et al, 1995), onde os diques estão associados a zonas de cisalhamentos. Suas rochas apresentam granulação fina (tmédio $\cong$ 0,7 mm) a granulação média (tmédio $\cong$ 1,2 mm). Em geral, os minerais distribuem-se em fenocristais (tmédio $\cong$ 1,0 mm) microfenocristais (tmédio = 0,3 mm) e mais raramente como matriz. Os contatos entre os cristais são retos, irregulares ou com aparência de corroídos pelos cristais adjacentes.

FOTOMICROGRAFIA V.7: Amostra DMB-97 - Aspecto geral da textura blasto-subofítica dos diques metabásicos, mostrando ripas de plagioclásios com bordas reentrantes e cristais de hornblenda com inclusões gotiformes de quartzo. Nicóis paralelos (objetiva 5,0x), lado maior da foto $\cong$ 2,5 mm.

FOTOMICROGRAFIA V.8: Amostra DMB-97 - idem anterior, com nicóis cruzados (objetiva 5,0x), lado maior da foto $\cong$ 2,5mm.

Por outro lado, as amostras 62 e 63 apresentam textura blasto-porfíritica com macrofenocristais ($t_{\text{médio}} \cong 8 \text{ mm}$) e megafenocristais ($t_{\text{médio}} \cong 23 \text{ mm}$) de plagioclásios dispersos em matriz dominada por anfibólios e plagioclásios.

A mineralogia essencial é representada por anfibólios e plagioclásios (reliquia An $\cong 72\%$; matriz An $\cong 39\%$), os quais alcançam cerca de 80% a 90% do volume da rocha. Subordinadamente assinalam-se minerais opacos, epidoto, clinopiroxênios (reliquia Wo $\cong 31\%$), quartzo, titanita, calcita e biotita.

Os anfibólios ($t_{\text{máximo}} \cong 1,5 \text{ mm}$; $t_{\text{mínimo}} \cong 0,05 \text{ mm}$) predominam ocupando cerca de 50% do volume da rocha e apresentam características óticas das hornblendas. Ocorrem com maior frequência como micro ($t_{\text{médio}} = 0,3 \text{ mm}$) e fenocristais ($t_{\text{médio}} = 0,8 \text{ mm}$) isolados ou agregados, exibindo formas subédricas a anédricas. São de coloração verde, fortemente pleocróicos [variam de verde claro (Z) a acastanhado (X)], e às vezes encontram-se subpoligonizados.

São assinalados casos onde se observam relíquias de piroxênios augíticos nos núcleos dos anfibólios sugerindo uma origem para os anfibólios a partir de transformações em piroxênios. Tais piroxênios restringem-se ao núcleo e apesar de suas dimensões, podem ser discernidos pelas cores de interferência e relevo mais elevado que o anfibólio. Além dos piroxênios, os anfibólios incluem quartzo, plagioclásio, apatita e biotita.

Os plagioclásios ocupam cerca de 30 a 40 % do volume da rocha e invariavelmente ocorrem em ripas subédricas com bordas corroídas e reentrantes que sugerem pequeno consumo de plagioclásios para a produção de anfibólios. Comumente distribuem-se como feno e microfenocristais com tamanhos médios de 0,8 mm e 0,3 mm respectivamente. As ripas que encontram-se geminadas segundo a lei da albita e albita-carlsbad possibilitaram, através do método Michel-Levy, obter composições nos termos da andesina e subordinadamente labradorita. Os macrofenocristais das amostras 62 e 63 apresentaram composições do intervalo da bitonita (An $> 70\%$). Algumas amostras apresentam ripas de plagioclásio parcialmente saussuritizadas e as vezes epidotizadas, enquanto que os megafenocristais das amostras blasto-porfíriticas encontram-se totalmente epidotizados. Os plagioclásios parcialmente saussuritizados, via de regra, mostram manchas de aspecto difuso, onde é possível distinguir essencialmente calcitas e sericitas.

Magnetitas representam fundamentalmente o conjunto dos minerais opacos e distribuem-se entre 5 a 10% do volume da rocha. Em geral, apresentam-se em cristais subédricos a anédricos na forma cúbica ou octaédrica e não raro na feição esqueletal. Os microfenocristais (tmédio = 0,3 mm) predominam sobre os fenocristais (tmédio = 0,8 mm) e ambos comumente encontram-se inclusos nas hornblendas. As ilmenitas são raras.

Na forma de pequenos cristais anédricos inclusos na hornblenda, o quartzo ocupa até 5% do volume da rocha e também ocorre nos interstícios entre plagioclásio e hornblenda. O quartzo posicionado na hornblenda pode indicar excesso de sílica que não foi incorporado ao anfibólio.

A biotita e a titanita são raras no conjunto (~ 1% do volume) e ocorrem como matriz e microfenocristais (tmédio = 0,1 mm). A primeira distribui-se em lamelas sempre interdigita na hornblenda, enquanto a titanita apresenta-se microgranular.

Epídoto, calcita e sericita representam minerais cuja origem se relaciona a alteração das fases minerais principais.

Interessante assinalar a presença de diminutos cristais possivelmente de escapolita em uma das lâminas pertencentes a este grupo.

As feições reliquiais de minerais, a associação mineralógica e texturas observadas sugerem a atuação de uma fácies do tipo epídoto-anfibolito.

V.1.5 - Diques Anfibolíticos

Também como os DMB, este grupo se orienta preferencialmente no quadrante NE e a N-S. Contudo sua distribuição geográfica é mais abrangente que os DMB e podem ser encontrados desde Lavras até a região norte de Bom Sucesso.

Os diques anfibolíticos (DA) representam 24% das amostras estudadas e, de maneira geral, destacam-se preferencialmente pela textura granonematoblástica a granoblástica (Fotomicrografias V.9 e V.10). Entretanto, uma amostra que representa a borda de um dique, cuja foliação no campo já havia sido destacada, apresenta textura nematoblástica propiciada pela forte orientação planar dos minerais.

FOTOMICROGRAFIA V.9: Amostra DA-48 - Aspecto geral da textura granoblástica dos diques anfibolíticos, mostrando anfibólios e plagioclásios subpoligonizados e raras relíquias de plagioclásios ripiformes ígneos. Nicóis cruzados (objetiva 5,0x), lado maior da foto $\cong$ 2,5 mm.

FOTOMICROGRAFIA V.10: Amostra DA-48 - idem anterior, com nicóis paralelos (objetiva 5,0x), lado maior da foto $\cong$ 2,5 mm.

Em geral, as rochas deste grupo possuem granulação fina (tmédio dos grãos = 0,3 mm) e os contatos entre os cristais são predominantemente retos, as vezes lobulados e curvos.

Os constituintes mineralógicos de maior destaque são: anfibólios e plagioclásios que somados ocupam até 90% do volume da rocha. Subordinadamente encontram-se quartzo, minerais opacos, titanita, epidoto, apatita e sericita.

Os anfibólios ocorrem em cristais subédricos subpoligonizados a poligonizados, clivagem proeminente e atingem até 60% do volume total da rocha com frequência maior entre 45-50%. São caracterizados pela cor verde com forte pleocroísmo que geralmente varia do castanho-claro a verde escuro. Outras características óticas indicam que estes anfibólios pertencem ao grupo das hornblendas. Em geral, encontram-se em cristais cujo tamanho médio varia entre 0,3 mm a 0,1 mm, os quais ocorrem isoladamente ou em agregados cristalinos semelhantes a um mosaico (concentrações granoblásticas). Algumas inclusões de quartzo são observadas nas hornblendas, bem como cristais de plagioclásio, titanita e epidoto. Indicativos de uma origem tardia a partir de piroxênios são as vezes assinaladas em algumas amostras. Contudo, não se observa como nos metabásicos cristais de clinopiroxênios nos núcleos de anfibólios.

De maneira geral, os plagioclásios representam 40% do volume total da rocha e encontram-se em cristais subpoligonizados isentos de geminação. Estes são predominantemente anédricos e com tamanho médio de 0,3 mm. Por outro lado, alguns poucos espécimes euedrais maclados polissinteticamente segundo a lei da albita, permitiram a obtenção de composições que correspondem a andesina. O grupo de plagioclásios isentos de geminação, na realidade chegam a mostrar algumas lamelas interrompidas parcial ou totalmente. Geralmente neste grupo a extinção é ondulante e não se verificam cristais zonados. É verificada uma epidotização e saussuritização incipiente de amostra para amostra. Entretanto, uma ou outra ripa pode apresentar em seu interior, manchas de saussuritização constituída por minerais secundários.

Com representação entre 5 a 10% do volume da rocha as magnetitas representam os opacos. Também pouca ilmenita é assinalada. Encontram-se em cristais anédricos as subédricos e sua dimensão média é de 0,1 mm.

O quartzo distribui-se em cristais anédricos e nunca ultrapassa 5% em volume da rocha. Caracterizam-se pela extinção ondulante e por dimensões médias de 0,1 mm.

A titanita ocorre em cristais subedrais (tmédio = 0,08 mm) freqüentemente em concentrações granoblásticas inclusas em hornblendas e plagioclásios.

As apatitas são raras (~ 1% do volume da rocha) e assinalam-se em cristais (tmédio = 0,02 mm) aciculares e hexagonais.

Epídoto, sericita e calcita são os minerais secundários sempre oriundos da alteração de plagioclásios.

Em síntese, além dos diques metabásicos e anfibolíticos, 3 grupos não metamórficos de diques básicos predominam na região (DB₁, DB₂ e DBN). Os DB₁ apresentam algumas diferenças em relação aos DB₂ (e.g. presença de biotita primária nos DB₁) e algumas similaridades em relação aos DBN (e.g. presença de piroxênios compostos e micropegmatito). Estas similaridades e diferenças são também assinaladas na geoquímica (veja cap. Litogeoquímica).

Adicionalmente, a análise petrográfica sugere que a seqüência de cristalização dos DBN deve ter sido, olivina - bronzita - augita - plagioclásio - opacos, enquanto a seqüência dos DB₂ deve ter sido, plagioclásio - augita - hiperstênio - pigeonita - opacos. Os DB₁ parecem indicar uma seqüência similar ao dos DBN, com a pigeonita se posicionando um pouco antes ou um pouco depois dos plagioclásios.

V.2 - Química mineral

Para avaliar e reafirmar as principais fases minerais envolvidas, bem como determinar suas principais variações químicas, foram realizadas microanálises químicas em um conjunto de amostras representativas dos grupos petrográficos assinalados (DBN, DB₁, DB₂, DMB e DA). Todavia, em função das prioridades do trabalho e das condições metamórficas de alguns grupos petrográficos, procurou-se investigar um maior número de exemplares ígneos (DBN, DB₁ e DB₂) em detrimento daqueles metamórficos (DMB e DA).

Desse modo, foram efetivamente analisadas nove amostras dos DB₂, seis dos DBN, três dos DB₁ e apenas uma dos DMB. Os dados encontram-se nas tabelas V.1 a V.5 do apêndice 2.

Conforme já evidenciado no item anterior, as principais fases minerais independentemente dos tipos de diques são: piroxênios, feldspatos, minerais opacos, anfíbios e olivina.

V.2.1 - Piroxênios

Para a classificação dos piroxênios, adota-se na presente pesquisa a nomenclatura segundo Poldervaart & Hess (1951). No quadrilátero dos piroxênios (Figura V.1) pode-se observar que a maioria dos piroxênios analisados tratam-se de augitas, seguidas por ortopiroxênios e pigeonitas. As salitas só ocorrem nos exemplares estudados dos diques básicos 2 (DB₂) enquanto os ortopiroxênios magnesianos ocorrem apenas nos diques básicos noríticos (DBN) e nos DB₁.

Alguns piroxênios, que na análise petrográfica demonstraram-se opticamente homogêneos e com características óticas intermediárias entre aquelas da augita e da pigeonita, posicionam-se nos campos da augita e ferroaugita subcálcicas (Figura V.1). Tais cristais, são caracterizados em escala submicroscópica pelo fenômeno de exsolução augita/pigeonita do tipo lamelar e espinoidal, a semelhança dos estudados por Mellini et al (1988) e Secco et al (1988).

Os dados químicos dos piroxênios ricos (augita, salita) e pobres (ortopiroxênio, pigeonita) em cálcio para os estágios de cristalização precoce (P) e tardia (T) encontram-se na tabela V.1 do apêndice 2. Os estágios de cristalização precoce (P) correspondem aos núcleos de macro, feno e/ou microfenocristais, enquanto os estágios tardios (T) referem-se as bordas de feno e/ou microfenocristais e cristais isolados como matriz.

A coexistência de piroxênios ricos e pobres em cálcio e a evolução do estágio de cristalização precoce para o tardio, sempre acompanhada de um enriquecimento regular em ferro e decréscimo em Ca, é típica da evolução de suítes toleíticas (Wager & Brown, 1968). Este padrão é assinalado para todos os tipos de piroxênios dos diques básicos 1 e 2 (DB₁ e DB₂) e diques básicos noríticos (DBN) como pode se observar nas figuras V.2 a e b.

FIGURA V.1: Variações nas composições em termos de Ca-Mg-Fe* (% atômica) no diagrama dos piroxênios (cf. Poldervaart & Hess, 1951) dos diques máficos da região de Lavras (MG). DBN = diques básicos noríticos; DB₁ = diques básicos 1; DB₂ = diques básicos 2; DMB = diques metabásicos. Fe* = Fe⁺² + Fe⁺³ + Mn.

Adicionalmente, nos diagramas convencionais Ca - Mg - Fe* (Fe* = Fe⁺² + Fe⁺³ + Mn) verifica-se que o destacado enriquecimento em Fe* se desenvolve paralelamente a um regular empobrecimento em Ca nos piroxênios do tipo cálcico. (Figura V.2 a e b). Nos tipos pigeoníticos, verifica-se um débil incremento de Ca no âmbito do grupo dos DB₂ (Fig. V.2 a) e um fraco empobrecimento em Ca naqueles pertencentes aos DB₁ (Fig. V.2 b).

Nos DB₂ (Fig. V.2 a) os clinopiroxênios (augita e salita) se posicionam normalmente no “trend” evolutivo dos piroxênios da intrusão de Skaergaard (Brown, 1957; Brown & Vincent, 1963) com exceção de quatro análises das amostras 22, 27, 34 e 100. Em geral, os feno e microfenocristais de augita mostram anfíbólios nas bordas, como já antecipado no item anterior. Entretanto, alguns cristais isentos desta feição permitiram verificar uma fraca zonação onde os núcleos são constituídos de augita e as bordas de ferro-augita. Esta última, ocorre preferencialmente como matriz e mais raramente como microfenocristais (Fig. V.2 a).

FIGURA V.2 a: Variações nas composições em termos de Ca-Mg-Fe* (% atômica) dos piroxênios de cristalização precoce e tardia pertencentes aos diques básicos 2 (DB₂) e diques metabásicos (DMB). Fe* = Fe⁺²+Fe⁺³+Mn.

FIGURA V.2 b: Variações nas composições em termos de Ca-Mg-Fe* (% atômica) dos piroxênios de cristalização precoce e tardia pertencentes aos diques básicos noríticos (DBN) e diques básicos 1 (DB₁). Fe* = Fe⁺²+Fe⁺³+Mn.

A pigeonita do tipo intermediária e o ortopiroxênio do tipo ferro-hiperstênio distribuem-se predominantemente como matriz e subordinadamente como microfenocristais individualizados no âmbito dos DB₂ (Fig. V.2 a).

Por outro lado, os clinopiroxênios dos DBN e DB₁ (Fig. V.2 b) situam-se pouco abaixo da linha evolutiva de Skaergaard (Brown, 1957). Nestes grupos as relações entre os piroxênios são um pouco mais complexas do que as do grupo anterior. Em geral, os piroxênios ocorrem em cristais individualizados, contudo, cristais conjugados chegam a ser freqüentes como aqueles observados nos DBN com textura intergranular a subofítica.

Os macro, feno e mais raramente microfenocristais individuais de augita, as vezes apresentam-se ligeiramente zonados quimicamente com ferro-augita nas bordas, as quais por sua vez são predominantes como matriz. Também alguns ortopiroxênios que são do tipo bronzita mostram-se levemente zonados com hiperstênio na borda. A pigeonita preferencialmente do tipo magnesiânica, quando isolada, restringe-se a matriz e não mostra evidências de zoneamento químico. Aquela do tipo intermediária é restrita aos DB₁.

Nos cristais compostos, o núcleo é constituído predominantemente por bronzitas e subordinadamente por pigeonitas. As bordas laterais são de augitas e as vezes assinalam-se bordas de ferro-augita.

Piroxênios compostos similares e até com maior complexidade do que os assinalados nos DBN e DB₁, são relatados em diferentes enxames de composição norítica, boninitica e básica. Entre eles se destacam aqueles do oeste da Groenlândia (Hall et al, 1985; Hall & Hughes, 1987), noroeste da Escócia (Tarney & Weaver, 1987) e na Antártica (Kuehner, 1989). Segundo Hall & Hughes (1990) tais tipos de piroxênios devem estar intimamente associados a processos de cristalização que ocorrem concomitantes a fortes regimes de turbulência. Tais regimes, seriam controlados por enérgicas perturbações de ocorrência seqüencial, intercaladas por períodos de tranquilidade de tal forma a permitir a cristalização de frações do líquido magmático.

Diversos autores, entre eles Bellieni et al (1988), têm demonstrado uma correlação positiva entre as concentrações de TiO₂ dos piroxênios ricos em cálcio (augita) precocemente cristalizados e as concentrações de TiO₂ de suas respectivas rochas hospedeiras. Esta correlação é fraca para augitas dos DB₁, DB₂ e DBN com suas respectivas rochas hospedeiras e a amostra DB₂-19 se distancia das demais (Fig. V.3).

FIGURA V.3: Correlação entre as concentrações de TiO_2 das rochas totais e os piroxênios ricos em cálcio (Cpx) de cristalização precoce nela contidos, para os diques máficos da região de Lavras (MG). DBN = diques básicos noríticos; DB₁ = diques básicos 1 e DB₂ = diques básicos 2.

Os piroxênios dos DBN apresentam-se enriquecidos em Cr_2O_3 relativamente à aqueles pertencentes aos DB₂ e DB₁. Em geral, as concentrações de Cr nos ortopiroxênios dos DBN varia entre 0,5 a 0,8% com um máximo de 1,0%, enquanto os clinopiroxênios chegam a atingir 1,2%. Ressalta-se que os clinopiroxênios dos DB₂ apresentam 0,29% de concentração máxima em Cr_2O_3 e dos DB₁ 0,23%. A alta concentração em cromo dos DBN é semelhante a obtida em piroxênios dos diques noríticos da Antártica, onde ortopiroxênios e pigeonitas apresentam cerca de 0,5% de Cr_2O_3 , enquanto os clinopiroxênios cálcicos alcançam concentrações da ordem de 1% (Kuehner, 1989).

Na determinação das temperaturas de cristalização dos piroxênios, utilizaram-se as equações dos geotermômetros de Kretz (1982) para o par augita coexistente com pigeonita e/ou bronzita e o de Ishii (1975) aplicado exclusivamente em pigeonitas.

Apesar da certa complexidade de cristalização dos piroxênios pertencentes aos DBN e DB₁ foram efetuados os cálculos de temperaturas através dos geotermômetros mencionados. Em geral, os resultados são consistentes com as observações petrográficas.

Os valores médios de temperaturas obtidos pelo geotermômetro de Kretz (1982) para os DBN são (em °C): 1250 ± 48 ($n = 2$) para estágios de cristalização precoce e 1181 ± 42 ($n = 3$) para estágios tardios. Quando se avalia o conjunto dos DB₁, obtém-se os seguintes valores em °C: 1224 ± 31 ($n = 2$) e 1110 ± 18 ($n = 2$) para os estágios de cristalização precoce e tardio respectivamente. Como era de se esperar os valores precoces são sempre mais elevados que os tardios.

Em geral, as pigeonitas apresentam valores de temperatura sempre mais baixos (cerca de 50 a 80°C) do que aqueles da augita. Nos DB₁, o valor médio para o estágio de cristalização precoce é de $1086 \pm 46^\circ\text{C}$ ($n = 3$) e para o estágio tardio é de $1064 \pm 52^\circ\text{C}$ ($n = 2$). Nos DBN o valor de 1123°C ($n = 1$) representa o estágio de cristalização tardia da pigeonita.

Nos diques básicos 2 (DB₂) o número reduzido de análises não permitiram definir as temperaturas do estágio de cristalização precoce dos piroxênios envolvidos. Entretanto, para o estágio tardio obtiveram-se para as augitas valores médios de $1171 \pm 20^\circ\text{C}$ ($n = 2$) e para as pigeonitas valores de $1063 \pm 42^\circ$.

V.2.2 - Feldspatos

Os feldspatos são representados por plagioclásios levemente zonados e por feldspatos alcalinos. Os plagioclásios ocorrem como feno, microfenocristais e mais raramente como matriz, enquanto que o feldspato alcalino é restrito a matriz.

As microanálises químicas destes feldspatos tanto para estágios de cristalização precoce (núcleos de feno e microfenocristais) como para estágios de cristalização tardia (bordas de feno, microfenocristais e cristais na matriz) encontram-se reportadas na tabela V.2 do apêndice 2.

Nos diagramas albita-anortita-ortoclásio (% em peso) da figura V.4, verifica-se uma variação composicional dos plagioclásios que se inicia em An₇₄ (bitonita) e finaliza em An₂₇ (oligoclásio). Entretanto, os termos predominantes referem-se ao intervalo da labradorita seguido pelo da andesina (Fig. V.4). Em geral, os plagioclásios cristalizam-se precocemente como labradoritas e tardiamente como andesinas. Todavia, esta feição é mais pronunciada nos plagioclásios pertencentes aos diques básicos 2 (DB₂) e metabásicos (DMB).

FIGURA V.4: Variações das composições em termos de Ab-An-Or (% em peso) dos feldspatos de cristalização precoce e tardia, pertencentes aos diques máficos de Lavras (MG). DBN = diques básicos noríticos; DB₁ = diques básicos 1; DB₂ = diques básicos 2 e DMB = diques metabásicos.

Vale ressaltar, os extremos fornecidos pela amostra DB₂ - 15 (oligoclásio) e pela amostra DBN - 1212 (bitonita). Esta última, que representa os DBN com textura heteradacumulática, demonstra que as variações composicionais entre o núcleo (An = 73,5%) e a borda (An = 71,2%) dos cristais são insignificantes. Outra amostra com textura intergranular pertencente ao grupo dos DBN (DBN - 54), também demonstra uma variação insignificante (Fig. V.4 e tabela V.2 [apêndice 2]), quando se confronta os valores precoce (An = 70,5%) com o tardio (An = 69,2%).

Conforme antecipado na petrografia, os grupos dos DBN e dos DB₁ assinalam, entre outras características, a presença de intercrescimento quartzo-feldspático (micropegmatito). No entanto, os DB₁ apresentam maior frequência destes em relação aos DBN. Uma análise do feldspato alcalino do micropegmatito da amostra DBN-54 (tabela V.2 do apêndice 2) forneceu um valor percentual da molécula de ortoclásio igual a 91 (Fig. V.4).

Para obter as temperaturas de cristalização dos plagioclásios foram utilizados os geotermômetros de Kudo & Weill (1970) e Mathez (1973), assumindo condições anidras para ambos.

Desse modo, os valores médios obtidos para os plagioclásios dos DBN são (em °C): (a) Por Kudo & Weill: 1153 ± 35 (n = 6) para o estágio de cristalização precoce e 1118 ± 53 (n = 6) para o estágio de cristalização tardio; (b) Por Mathez: 1125 ± 30 (n = 6) para o estágio precoce e 1096 ± 46 (n = 6) para o estágio tardio.

Para os DB₁ os valores por Kudo & Weill são: 1166 ± 40 °C (n = 3) em estágios de cristalização precoce e 1097 ± 24 °C (n = 3) em estágios de cristalização tardia. Por Mathez, os estágios precoces apresentam valor de 1138 ± 34 (n = 3) e nos tardios é de 1078 ± 20 °C (n = 3).

Os plagioclásios pertencentes ao grupo dos DB₂ apresentam sistematicamente valores médios mais elevados do que aqueles pertencentes ao grupo dos DBN e DB₁. Estes valores são: (a) Por Kudo & Weill: 1211 ± 35 (n = 7) para o estágio precoce e 1127 ± 71 (n = 9) para o estágio tardio; (b) Por Mathez: 1177 ± 36 (n = 7) para o estágio precoce e 1103 ± 60 (n = 9) para o estágio tardio.

As temperaturas obtidas para os plagioclásios são coerentes com as seqüências de cristalização assinaladas na análise petrográfica.

V.2.3 - Minerais Opacos

Os minerais opacos são assinalados em todos os grupos petrográficos de diques e encontram-se representados por magnetitas e ilmenitas. Contudo, as análises químicas desta fase restringem-se a amostras dos grupos não metamórficos.

Os dados químicos referentes a magnetitas e ilmenitas encontram-se na tabela V.3 do apêndice 2.

Em geral, as magnetitas e ilmenitas ocorrem em microfenocristais e como matriz, não se evidenciando variações químicas significativas entre estes minerais distribuídos tanto nos DB₁ e DB₂ como nos DBN (tabela V.3 [apêndice 2]).

V.2.4 - Olivina

As olivinas, conforme indicação de dados petrográficos, ocorrem como microfenocristais e matriz e é uma fase mineral exclusiva dos DBN (textura cumulática).

As composições químicas de dois cristais de olivina obtidos na amostra DBN-1212 encontram-se na tabela V.4 (apêndice 2), onde se verifica que a variação no conteúdo em forsterita situa-se entre 76,1 e 77,9%.

A olivina analisada provavelmente se cristalizou de um líquido, cujos valores de mg # (0,15) estariam entre 0,489 e 0,515 (Roeder & Emslie, 1970).

V.2.5 - Anfibólios

O anfibólio analisado se refere exclusivamente a amostras dos DB₂ e são, como já assinalado, originários da transformação tardia de piroxênios.

Os dados químicos encontram-se na tabela V.5 (apêndice 2), onde se verifica que se tratam, segundo a classificação de Leake (1978), de ferro-pargasita hornblenda e ferro-edenita, posicionadas nas bordas dos cristais de piroxênios, enquanto as magnésio hornblendas e ferro-edenita hornblendas ocorrem em cristais individualizados.

Em suma, os dados da química mineral também revelam algumas diferenças entre os minerais dos DBN e dos DB₁ e DB₂. As diferenças composicionais residem

preferencialmente no âmbito dos piroxênios, que em geral, são um pouco mais magnesianos e menos cálcicos nos DBN. Subordinadamente no âmbito dos plagioclásios, verifica-se que aqueles dos DB₂ são um pouco mais sódicos. Algumas diferenças de temperaturas são assinaladas, destacando-se a dos plagioclásios dos DB₂ que são ligeiramente mais elevadas do que aquelas dos DBN e DB₁. Adicionalmente, as temperaturas de cristalização reafirmam as seqüências de cristalização sugeridas pela análise petrográfica.

A química mineral revela que os piroxênios investigados sofrem um empobrecimento em cálcio e magnésio e um enriquecimento em ferro, enquanto os plagioclásios sofrem um enriquecimento em sódio. Nos piroxênios a feição descrita é compatível com uma suíte toleítica.

VI - LITOGEOQUÍMICA

Neste item, discutem-se em linhas gerais, aspectos relativos ao comportamento geoquímico dos grupos de diques máficos assinalados na região investigada. Para tal, utilizam-se dados constantes no apêndice 1, referentes a elementos maiores, menores e traços que incluem terras raras. Desse modo, os conjuntos de diques são classificados quimicamente e suas principais características geoquímicas delineadas, com vistas a uma avaliação individual de cada grupo.

VI.1 - Mobilidade de elementos em processos metamórficos, hidrotermal ou intempérico

Com base nas observações petrográficas dos 5 grupos investigados na área assinalam-se dois grupos de diques máficos os quais, mostram-se afetados em menor ou maior grau pelo metamorfismo. No primeiro grupo dos diques metamórficos verificam-se a textura ígnea preservada e raros cristais de augita no núcleo dos anfibólios (DMB), enquanto que no segundo observa-se a completa recristalização da rocha (DA).

Embora seja desnecessária uma investigação nas rochas estudadas no que se refere a natureza do protólito (ortoderivadas), pelo simples fato de representarem corpos tabulares bi-dimensionais, na forma de diques claramente posicionados e que não apresentam evidências de deformações plásticas, deve ser considerada contudo, a possibilidade de mobilização de certos elementos químicos como fruto da atuação de processos pós-magmáticos. Tais processos, denominados também de secundários, são de natureza metamórfica, hidrotermal ou intempérica.

O comportamento dos elementos químicos em processos que incluem uma fase fluída, depende das suas propriedades químicas, em particular, dos potenciais iônicos dos elementos (potencial iônico = carga/raio) que culminam por controlar suas mobilidades em fluídos. Quanto ao potencial iônico os elementos podem ser divididos em: a) elementos de baixo potencial (< 3); b) elementos de potencial intermediário (3-10) e c) elementos de alto potencial (> 10).

Em geral, nos processos intempéricos os elementos de potenciais intermediários [e.g. Al, Sc, Ti, V, Cr, Co, Ga, Y, Zr, Nb, terras raras (exceto La), Hf, Ta e Th]

se comportam como imóveis, enquanto aqueles de altos (e.g. B, C, N, Si e S) e baixos (e.g. Na, Mg, K, Ca, Ni, Cu, Zn, Rb, Sr, Cs, Ba e La) potenciais podem ser facilmente mobilizados por meio de soluções aquecidas.

Nos processos metamórficos a mobilidade tende a ser mais intensa em função da atuação de temperaturas sempre mais elevadas. A rápida e vigorosa formação e solubilização de íons pode atingir condições críticas de mobilização, como ocorre na fácies de alta temperatura (e.g. granulítica).

Contudo, sob condições metamórficas pertencentes as fácies anfibolito a xisto verde os elementos de baixo e de alto potencial são sistematicamente mobilizados, em particular nas zonas de cisalhamentos (Winchester, 1984; Gelinas et al, 1982; Winchester & Max, 1984; Brewer & Atkin, 1989).

Para os elementos de potencial iônico intermediário sob condições metamórficas relativamente brandas, alguns deles (e.g. Zr, Nb, Ti) são considerados como relativamente imóveis (e.g. Cann, 1970; Field & Elliot, 1974; Winchester & Floyd, 1976; 1977). Todavia, algumas posições ambíguas tem sido assinaladas para elementos como Al, Ti, Cr, Zr e Y, a exemplo do ocorrido com basaltos em zonas de cisalhamentos (Winchester & Max, 1984), que apresentam mobilização de elementos consagradamente considerados imóveis (e.g. Ti, Zr, Nb, Y).

Diante do exposto, torna-se interessante se avaliar a possibilidade de mobilização de elementos químicos nos diques afetados pelo metamorfismo (e.g. DMB e DA).

Para investigar a mobilidade de elementos químicos, uma série de métodos e testes tem sido propostos (e.g. Pearce, 1968; 1970; Pearce & Cann, 1973; Winchester & Floyd, 1976; Beswick & Soucie, 1978; Beswick, 1982; Rollinson & Roberts, 1986; Russel & Nichols, 1988). O método mais difundido (Pearce, 1968) consiste em verificar se um determinado elemento segue os “trends” de processos magmáticos, em caso positivo é dito “imóvel”, caso contrário trata-se de um mobilizado. Outra alternativa é eleger rochas e/ou litotipos com mineralogia e texturas preservadas de tal forma a utilizá-las para comparações com as rochas menos preservadas.

No caso de se investigar elementos maiores um método que pode fornecer resultados satisfatórios é aquele que se utiliza das razões de proporções moleculares ou MPR (Molecular Proportion Ratios). Originalmente desenvolvido por Pearce (1968) para interpretar

tendências de fracionamento em suítes ígneas inalteradas, foi posteriormente adaptado (Beswick & Soucie, 1978 e Beswick, 1982) para avaliar os efeitos de alteração ou metamorfismo em amostras de komatiitos e basaltos.

O método propõe a avaliação de elementos maiores predominantemente, através da correlação entre suas razões dos seus óxidos do tipo A/Z (x) e B/Z (y), onde as proporções moleculares dos elementos A e B (normalizados) participam das fases fracionadas, enquanto o elemento Z (normalizador) seria constante do decurso do fracionamento comportando-se como incompatível. Se não ocorrer tendência de correlação linear, mas sim um espalhamento dos pontos segundo um arranjo em leque a partir da origem dos eixos x e y, pode-se considerar a mobilidade do óxido utilizado na normalização, pressupondo-se sempre como relativamente imóveis os dois óxidos normalizados. É óbvio que o primeiro problema é o de identificar os óxidos que não participaram do fracionamento e que não tenham sido mobilizados em litotipos que foram submetidos a processos secundários.

Cumprе ressaltar, que alguns autores (e.g. Rollinson & Roberts, 1986; Rollinson, 1993) discordam do MPR enquanto método de investigação nos processos de mobilização de elementos. Contudo, nos diques máficos de Uauá (e.g. Menezes Leal et al, 1995; Menezes, 1992) bons resultados têm sido obtidos na avaliação de elementos mobilizados nos tipos metabásicos e anfibolíticos.

Na tentativa de investigar até que ponto os DMB e DA tiveram suas composições obliteradas, construíram-se os diagramas MPR da figura VI.1, utilizando-se SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , CaO , Na_2O , K_2O e FM ($\text{FeO} + \text{MgO}$).

Em geral, observa-se que SiO_2 , TiO_2 , CaO e FM não foram significativamente mobilizados, apesar do CaO no diagrama SiO_2/CaO vs FM/CaO apresentar um alinhamento um tanto incomum. Observa-se também, que os dois óxidos volumetricamente mais importantes envolvidos no processo de fracionamento da suíte são SiO_2 e FM. O diagrama $\text{SiO}_2/\text{TiO}_2$ vs FM/TiO_2 sugere uma inflexão na tendência de fracionamento, devido a modificações na constituição das fases fracionadas (possivelmente olivina e/ou piroxênios). Por outro lado, o Na_2O , K_2O e Al_2O_3 devem ter sido mobilizados no metamorfismo, a julgar pelo típico arranjo em leque observado principalmente para Na_2O e K_2O . No Al_2O_3 o arranjo mostra-se disperso e não chega a definir uma distribuição em leque, mas pode se diagnosticar um padrão heterogêneo de modificações químicas (Figura VI.1).

FIGURA VI.1: Diagramas de razões de proporções moleculares (MPR) entre $\text{SiO}_2/\text{TiO}_2$ vs FM/TiO_2 ; FM/TiO_2 vs CaO/TiO_2 ; SiO_2/CaO vs FM/CaO ; $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ vs $\text{FM}/\text{Al}_2\text{O}_3$, para os diques metamórficos da região de Lavras. DMB=diques metabásicos; DA=diques anfibolíticos. FM=MgO+FeOt.

FIGURA VI.1 (continuação): Diagramas MPR (% molecular) entre $\text{SiO}_2/\text{Na}_2\text{O}$ vs $\text{FM}/\text{Na}_2\text{O}$; $\text{FM}/\text{K}_2\text{O}$ vs $\text{CaO}/\text{K}_2\text{O}$; $\text{SiO}_2/\text{K}_2\text{O}$ vs $\text{FM}/\text{K}_2\text{O}$; $\text{FM}/\text{Na}_2\text{O}$ vs $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$. FM=MgO+FeOt.

No tocante a elementos traços, utilizou-se o critério empírico na avaliação dos possíveis elementos mobilizados. Para tanto, as amostras dos DMB e DA foram comparadas, através de diagramas de variação, com a evolução das amostras do grupo DB₂ que são isentas de processos metamórficos.

Nesta comparação verificou-se que a maioria dos elementos traços dos DMB e DA mostra tendências compatíveis com os processos magmáticos, sugerindo que não foram significativamente afetados pelo metamorfismo. Entretanto, alguns elementos representados predominantemente por Rb, Sr e Ba (mais raramente La) mostram-se dispersos da tendência geral indicando que o seu comportamento original foi obliterado e devem ter sofrido remobilizações.

Em suma, os diques metabásicos (DMB) e anfibolíticos (DA) apresentam claras evidências de metamorfismo, distorcendo consequentemente o comportamento de alguns de seus constituintes químicos, a saber: Na₂O, K₂O, Al₂O₃ (Fig. VI.1), Rb, Sr, Ba e raro La, não demonstrados na figura VI.1. Desse modo, qualquer consideração geoquímica e/ou isotópica que envolva tais grupos, deverá levar em conta esta situação. Isto favoreceu a realização de uma seleção de amostras como base de controle geoquímico e geocronológico.

VI.2 - Classificação Geoquímica

Embora a análise petrográfica tenha alcançado bons resultados na separação dos grupos de diques máficos investigados, utilizar-se-á também na presente pesquisa, algumas classificações geoquímicas com vistas à caracterização química dos grupos envolvidos, bem como para fornecer subsídios a inferências evolutivas posteriormente.

Entre as propostas para classificação geoquímica das rochas ígneas se destacam aquelas que levam em consideração elementos maiores como Si, Na, K e Mg. Todavia, aquela que considera maior número de elementos na discriminação dos tipos é a proposta por De La Roche et al (1980), modificada para o campo dos basaltos por Bellieni et al (1981).

VI.2.1 - Classificação com Base no Conteúdo em Sílica e Álcalis

A classificação sílica versus álcalis mais recente e sugerida pela subcomissão de Sistemática das Rochas Ígneas da IUGS, é aquela proposta por Le Bas et al (1986). Denominada Sílica-Álcalis-Total (TAS) ela não possui caráter genético.

Na figura VI.2 observa-se o diagrama TAS onde se verifica que os diques básicos noríticos (DBN) e os DB₁ plotam-se predominantemente nos campos do andesito-basalto e andesito. Por outro lado, os diques básicos 2 (DB₂) encontram-se agrupados no campo dos basaltos e posicionados abaixo da linha de Zanettin (1984), sendo assim classificados como basaltos subalcalinos. Os diques metabásicos (DMB) e anfibolíticos (DA) também se posicionam no campo dos basaltos subalcalinos, resguardando-se as ressalvas mencionadas no item anterior (cf. detalhe da figura VI.2).

No diagrama AFM (Figura VI.3) observa-se que o conjunto dos diques básicos noríticos, básicos 1 e básicos 2, se posicionam no campo toleítico (cf. Irvine & Baragar, 1971), e que algumas amostras dos DB₁ situam-se na linha que divide os campos toleítico e cálcio-alcalino. Em geral, os DB₂ demonstram um enriquecimento em F relativamente a M típico de suítes evoluídas a baixa fugacidade de oxigênio (e.g. tampão NNO-QFM) [Fig. VI.3]. Os diques básicos noríticos (DBN) e os DB₁ apresentam um moderado enriquecimento em F, menos acentuado do que os DB₂. Este enriquecimento, pode ser atribuído ao fracionamento de olivinas, piroxênios, e $\pm$ magnetitas (cf. petrografia), indicando uma fugacidade de oxigênio um pouco mais elevada (e.g. tampão NNO-QFM) em relação aquela dos diques DB₂. No detalhe da figura VI.3, se observa que os DMB e DA posiocionam-se no campo toleítico.

Pode-se visualizar ainda nos diagramas TAS (detalhe da figura VI.2) e AFM (detalhe da figura VI.3), que um grupo de amostras dos DB₂ (e.g. 15, 61, 73, 74, 79, 80 e 451) encontra-se fora dos "trends" assinalados.

VI.2.2 - Classificação com Base no Diagrama R₁ X R₂

Como anteriormente mencionado, esta classificação é a que considera maior número de elementos químicos na discriminação dos tipos envolvidos.

FIGURA VI.2: Diagrama sílica-álcalis-total (TAS) segundo Le Bas et al (1986) dos diques máficos da região de Lavras (MG). Linha tracejada divide o campo dos basaltos conforme Zanettin (1984). No detalhe da figura, o círculo com linha contínua agrupa amostras inferidas como Mesozóicas e as demais pertencem a diques do grupo metamórfico. DBN=diques básicos noríticos; DB₁ e DB₂=diques básicos 1 e 2; DMB=diques metabásicos; DA=diques anfibolíticos.

FIGURA VI.3: Diagrama A ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), F (FeOt), M (MgO) dos diques máficos da região de Lavras (MG). Suítes toleítica e cálcio-alcálica conforme Irvine & Baragar (1971). No detalhe da figura, o círculo com linha contínua agrupa amostras inferidas como Mesozóicas e as demais pertencem a diques do grupo metamórfico. Símbolos e legenda como na figura VI.2.

Ela se utiliza dos valores de $R_1 = [4Si - 11(Na + K) - 2(Fe^{+2} + Fe^{+3} + Ti)]$ e $R_2 = (6Ca + 2Mg + Al)$, obtidos através das proporções milicatônicas dos elementos maiores de cada amostra analisada.

No diagrama da figura VI.4a verifica-se que os diques básicos noríticos (DBN) plotam-se predominantemente no campo dos basaltos toleíticos e subordinadamente no campo dos andesi-basaltos toleíticos. Os DB₁ plotam-se exclusivamente no campo dos andesi-basaltos toleíticos.

Os diques básicos 2 (DB₂) posicionam-se preferencialmente no campo dos basaltos toleíticos e, subordinadamente são observados nos campos dos basaltos transicionais e andesi-basaltos toleíticos (Fig. VI.4a). Interessante notar, que este conjunto mostra uma tendência em se deslocar ao campo transicional.

Destacam-se ainda, os altos valores de R_1 dos diques básicos noríticos (DBN) e DB₁ quando confrontados aos valores de R_1 dos DB₂ (Fig. VI.4a).

Os diques metabásicos (DMB) e anfibolíticos (DA), se posicionam de maneira similar aos DB₂, preferencialmente no campo dos basaltos toleíticos (Fig. VI.4b).

Em todos os esquemas classificatórios utilizados até o momento, observa-se a existência de um pequeno grupo de amostras representativas dos DB₂ (marcadas com círculo de linha contínua nos detalhes das figuras VI.2, VI.3 e figura VI.4b), as quais encontram-se sempre deslocadas da tendência geral do conjunto. Tais amostras apresentam concentrações de TiO₂, em geral, maiores que 2,5% e se assemelham quimicamente a diques mesozóicos representativos do magmatismo básico que afetou a porção norte da Bacia do Paraná (Piccirillo et al, 1988; Pinese, 1989; Piccirillo et al, 1990).

Também em todas as classificações, verifica-se que os grupos metamórficos (DMB e DA) possuem posicionamento semelhante aos DB₂. Já os DBN e DB₁ mostram significativas diferenças em relação aos DB₂.

Cabe notar, que os DB₁ se constituem no prosseguimento evolutivo dos diques básicos noríticos no campo dos andesi-basaltos (Figura VI.4a). Tal prosseguimento é observado também nos diagramas TAS (Fig. VI.2) e AFM (Fig. VI.3), indicando para ambos uma única sequência evolutiva.

FIGURA VI.4: Diagrama R₁ vs R₂ (De La Roche et al, 1980; Bellieni et al, 1981) com as amostras dos diques máficos da região de Lavras (MG). (4 a) com diques não metamórficos dos tipos DBN, DB₁ e DB₂. (4 b) com diques metamórficos dos tipos DA e DMB, bem como aqueles não metamórficos do tipo DB₂ inferidos como Mesozóicos e que se encontram agrupados por círculo de linha contínua. Símbolos e legenda como na figura VI.2.

VI.3 - Caracterização Geoquímica

O estudo geoquímico de diferentes suítes ígneas, através dos elementos maiores, traços e terras raras, em muito tem contribuído na elucidação da natureza dos processos petrogenéticos, da composição magmática e processos tectônicos envolvidos. O fornecimento deste tipo de informação é obtido via comparação entre diversos elementos dispostos em diagramas de variação, como os Harker e assemelhados.

Desse modo, discute-se neste item as principais feições geoquímicas apresentadas pelos diferentes grupos de diques máficos investigados com base em suas análises químicas (Apêndice 1).

Não foram consideradas as amostras com significativos graus de epidotização e/ou saussuritização e cuja perda ao fogo ultrapasse 2,5%. As rochas dos DBN com textura cumulática, quando assinaladas nos diagramas encontram-se com simbologia específica.

É importante salientar, que os diques não exibem bandamento e/ou acamamento e, que dentro de cada grupo específico os exemplares de índice evolutivo semelhantes, não apresentam variação química significativa entre termos com granulação média e fina. As amostras de granulação muito fina (“chilled margin”) encontram-se totalmente alteradas, conforme anteriormente comentado.

VI.3.1 - Elementos Maiores e Traços

A exemplo do observado na classificação geoquímica, os DB₁ se constituem, tanto para elementos maiores como para os traços, no prosseguimento da seqüência evolutiva dos DBN. Conseqüentemente, trata-se dos termos mais evoluídos de uma suíte aqui denominada de básico norítica. Os DB₂ não apresentam características de continuidade em relação aos anteriores (DB₁ e DBN) e constituem portanto, outro conjunto aqui denominado de suíte básica.

Os diques máficos da área em estudo, caracterizam-se por ocuparem um intervalo em mg# valores $[Mg^{+2}/Mg^{+2}+Fe^{+2} (Fe_2O_3/FeO = 0,15)]$ entre 0,325 e 0,725. Todavia, os diques da suíte básico norítica ocupam predominantemente o intervalo entre 0,47 a 0,73, enquanto os diques da suíte básica e aqueles metamórficos encontram-se no intervalo

entre 0,33 a 0,61 (Fig. VI.5). Os primeiros são relativamente menos evoluídos que os demais grupos.

De maneira geral, todos os grupos de diques mostram variações composicionais com a diminuição dos valores de mg#, os quais são utilizados como índice de evolução na construção dos diagramas de variação. (Figuras VI.5).

Suíte básico norítica

Na suíte básico norítica, a medida que o mg# diminui verifica-se uma diminuição em Cr, Ni, e um leve decréscimo em FeO_i , acompanhado de um aumento em SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , CaO, Na_2O , K_2O , P_2O_5 , Nd, Ba, Rb, Sr, La, Ce e Zr (Figura VI.5). Destacam-se o modesto incremento das concentrações de Y e os valores mais ou menos constantes de Nb no decorrer do processo evolutivo (Figura VI.5). O aumento das concentrações de Al_2O_3 (~10 a 17%) e CaO (~7 a ~10%) nos diques da suíte básico norítica, pode ser explicado pelo fracionamento de ortopiroxênios e olivina. A elevação dos conteúdos de SiO_2 (~51 a ~57%), K_2O (~0,5 a ~1,75%) e Ba (80 a 300 ppm), é coerente com a presença significativa de intercrescimento quartzo feldspático.

Outros aspectos distintivos dos diques da suíte básico norítica, são o amplo intervalo das concentrações em MgO (4,4 a 17,5%), as altas concentrações em Cr (~2520 a 160 ppm), Ni (~550 a 100 ppm) e em particular, dos elementos litófilos com íon de grande tamanho (e.g. K, Ba, Rb e Sr).

Os diques da suíte básico norítica são caracterizados também, pelas baixas concentrações em elementos de alta densidade de carga (e.g. Ti, Zr, Nb, P). O TiO_2 encontra-se sistematicamente no intervalo de 0,5 a 1,0% enquanto que o Nb parece se restringir entre 5 a 10 ppm. O Zr varia de 50 a 150 ppm e o P_2O_5 não ultrapassa 0,15% (preferencialmente entre 0,05 a 0,15%).

Uma investigação mais detalhada ao longo da extensão de um dique da suíte básico norítica, constituído pelas amostras, 59, 70 e 1223, demonstra que as composições químicas praticamente não se modificaram em um percurso de aproximadamente 10 Km. Assim, ao se confrontar tais amostras (apêndice I) verifica-se a identidade composicional entre elas, por exemplo: SiO_2 : (55,03 → 55,20 → 55,29%), TiO_2 : (0,82 → 0,82 → 0,87%); MgO: (4,44 → 4,83 → 4,87%); K_2O : (1,22 → 1,20 → 1,28%); Ba: (281 → 297 → 305ppm);

FIGURA VI.5: Diagramas de variação mg# valores $[Mg^{+2}/Mg^{+2}+Fe^{+2} (Fe_2O_3/FeO=0,15)]$ versus elementos maiores (% em peso), menores (% em peso) e traços (ppm) dos diques máficos da região de Lavras (MG). (■) = suíte básico norítica (DBN+DB₁); (△) = suíte básica (DB₂). Linha tracejada forma o campo das amostras dos diques metamórficos (DMB+DA), enquanto que a linha contínua forma o campo das amostras dos diques inferidos como Mesozóicos.

FIGURA VI.5: continuação.

FIGURA VI.5: continuação.

Rb: (38 → 43 → 42ppm) e Y: (21 → 21 → 23ppm). Esta identidade também é verificada do ponto de vista isotópico (veja Geoquímica Isotópica).

Suíte básica

Os diques da suíte básica evoluem diminuindo suas concentrações em Al_2O_3 , CaO, Cr e Ni, e aumentando suas concentrações em SiO_2 , TiO_2 , FeO_t , Na_2O , K_2O , P_2O_5 , Nd, Nb, La, Ce, Zr e Y. O modesto aumento das concentrações de K_2O não se apresenta em outros elementos litófilos como Rb e Ba, que, via de regra, mostram-se mais ou menos constantes (Figura VI.5). Tais diques, mostram um decréscimo dos conteúdos em CaO (~12 a 9%) e Al_2O_3 (~17 a 13%), refletindo a importância do plagioclásio e clinopiroxênio no processo evolutivo, indicando desse modo um fracionamento do tipo gabro para o conjunto. O FeO_t nestes tipos aumenta consideravelmente (~12 a 17%), sugerindo também um forte controle do fracionamento dos minerais anteriormente mencionados e baixa fugacidade de oxigênio.

Apesar da escassa disponibilidade de bons afloramentos totalmente preservados, foi possível coletar para um dique da suíte básica, duas amostras representativas do centro e das proximidades da borda de um corpo com 10 metros de espessura. Trata-se dos exemplares 32 e 34 (suíte básica - DB₂), respectivamente a 80 cm e a 5 metros da margem. Como pode-se observar na figura VI.6, a variação composicional entre borda e o centro não é expressiva e indica, como era de se esperar, uma pequena diferenciação com um suave aumento em TiO_2 e em elementos incompatíveis.

Em geral, merecem destaque algumas diferenças no comportamento geoquímico das concentrações de Al_2O_3 , CaO e FeO_t , que são assinaladas entre os diques da suíte básica norítica e aqueles da suíte básica. Os primeiros evoluem aumentando suas concentrações em Al_2O_3 e CaO, e diminuindo suas concentrações em FeO_t , enquanto aqueles da suíte básica, evoluem diminuindo suas concentrações em Al_2O_3 e CaO, e aumentando suas concentrações em FeO_t (Fig. VI.5).

Adicionalmente, os diagramas de variação (Figura VI.5), revelam diferenças composicionais significativas quando se confronta os diques da suíte norítica com os diques da suíte básica. Desse modo, para um mesmo valor de mg # (e.g. 0,5), os diques da suíte básico norítica quando comparados aos da suíte básica, invariavelmente apresentam-se enriquecidos em: SiO_2 (~55 vs ~51%), K_2O (~1,2 vs ~0,5%), Sr (~225 vs ~140 ppm),

FIGURA VI.6: Diagramas de variação mg# valores $[Mg^{+2}/Mg^{+2}+Fe^{+2} (Fe_2O_3/FeO=0,15)]$ versus elementos maiores (% em peso) e traços (ppm) das amostras 32 e 34 representativas da migração borda/centro de um dique da suíte básica do enxame de Lavras. ($\blacktriangle$) = centro do dique e (Δ) = borda do referido dique.

Rb (~40 vs ~10 ppm), Ba (~300 vs 90 ppm) e, empobrecidos em: FeOt (~10 vs ~13%); CaO (~9 vs ~10%) e Y (~23 vs ~35ppm).

Os diagramas Zr versus outros elementos traços (e.g. Ba, Rb, La, Ce e Y) também mostram expressivas diferenças composicionais entre os diques da suíte básico norítica e os pertencentes a suíte básica (Figura VI.7). Em geral, se observa uma correlação positiva entre Zr e os elementos Ba, Rb, La, Ce e Y, contudo nos diques da suíte básica a correlação é menos acentuada para os elementos Ba e Rb. Nos exemplares básicos noríticos as razões Zr/Ba (0,23 a 0,73), Zr/Rb (1,9 a 5,7), Zr/La (5,3 a 8,9) e Zr/Ce (2,8 a 4,0) são sempre menores que aquelas dos exemplares básicos, a saber: Zr/Ba (0,61 a 3,1), Zr/Rb (4,0 a 24,6), Zr/La (8,8 a 17,7) e Zr/Ce (3,7 a 5,9). Por outro lado, as razões Zr/Y dos diques da suíte norítica (3,3 a 7,3) apresentam-se mais elevadas do que aquelas dos diques básicos (2,5 a 3,7).

Entretanto, as diferenças composicionais são menores e pouco significantes quando se confrontam os diques metabásicos (DMB) com os anfíbolíticos (DA), para o mesmo intervalo de mg# (Figura VI.5), muito embora se reconheça que as interpretações geoquímicas sejam limitadas, por conta dos processos de mobilidade química anteriormente antecipados.

Em geral, tais conjuntos metamórficos apresentam-se em intervalos de concentração semelhantes, a saber (Fig. VI.5): SiO₂ (48 a 52%), TiO₂ (1 a 3%), Al₂O₃ (13 a 15%), K₂O (0,25 a 1,7%), Ba (30 a 1000 ppm), Rb (5 a 80 ppm), Sr (100 a 350 ppm), La (5 a 70 ppm), Ce (15 a 70 ppm), e Y (30 a 90 ppm). Embora, suas amostras se encontrem posicionadas predominantemente nos intervalos dos diques da suíte básica, parte do conjunto apresenta pequenas diferenças composicionais nas concentrações de Al₂O₃, Na₂O, K₂O, Sr, Rb e Ba, fornecidas predominantemente pelos diques anfíbolíticos (cf. item sobre mobilidade). Adicionalmente, o campo das amostras dos diques anfíbolíticos e metabásicos (Fig. VI.5) mostra um deslocamento no âmbito dos elementos Nd, Nb, La, Ce e Zr, possivelmente como reflexo da mobilidade química em processos metamórficos.

O mesmo tipo de feição é observada nos diagramas Zr vs traços com o grupo dos DMB e DA se distribuindo muito além do campo de amostras da suíte básica (Fig. VI.7).

FIGURA VI.7: Diagramas Zr (ppm) versus Nb, Ba, La, Ce, Zr e Y (ppm), dos diques das suítes básico norítica (■) e básica (Δ) da região de Lavras (MG). Linha tracejada forma o campo das amostras representativas dos diques metamórficos (DMB e DA). Símbolos e legenda como na figura VI.5.

FIGURA VI.7: continuação.

De qualquer forma, o comportamento geoquímico dos DMB e DA não são divergentes, indicando que ambos os grupos metamórficos são composicionalmente semelhantes entre si. Pode se considerar também que eles apresentam certa similaridade química com os diques da suíte básica.

Finalmente, alguns exemplares dos diques da suíte básica com TiO_2 elevado (~2,5 a 4%) e mg# valores entre 0,45 a 0,30, mostram um enriquecimento anormal em K_2O , P_2O_5 , Nd, $\pm$ Nb, Sr, Rb, Ba, La e Ce (Fig. VI.5). Como anteriormente antecipado, eles indicam características químicas similares aos dos diques mesozóicos do Arco de Ponta Grossa (Pinese, 1989; Piccirillo et al, 1990). Por exemplo: TiO_2 (APG) = 3,31% versus (DB - 74) = 3,05%; MgO: (APG) = 4,23% versus (DB - 74) = 4,34; K_2O : (APG) = 1,44% versus (DB - 74) = 1,78%; Ba: (APG) = 684 ppm versus (DB - 74) = 707; La (APG) = 41 versus (DB - 74) = 37 e Ce: (APG) = 87 versus (DB - 74) = 79 ppm. Também no Quadrilátero Ferrífero e Espinhaço Meridional são encontrados diques semelhantes a estes (e.g. Silva et al, 1996; Dussin, 1994). A comparação de uma amostra da região do Quadrilátero (IBI 01) com a DB₂-74 fornece os seguintes resultados: TiO_2 : 3,44 vs 3,05%, MgO: 4,13 vs 4,34%; Zr: 270 vs 341; Ba: 796 vs 707 ppm; Sr: 250 vs 274 ppm; Y: 50 vs 53 ppm e La: 36 vs 37 ppm.

Por outro lado, vale ressaltar, que a suíte básico norítica apresenta comportamento geoquímico semelhante ao de outros enxames de diques enriquecidos em MgO, os quais se distribuem por diferentes escudos pré-cambrianos, como aqueles da Groenlândia, Antártica, Escócia, Zimbábue, Finlândia e Austrália. Diversos autores entre os quais, Hall & Hughes (1987 e 1990), Vuollo et al (1995), relacionam estes diques com boninitos modernos, enquanto outros (e.g. Cawthorn & Davies, 1982) o fazem com suítes do tipo komatiíticas.

No diagrama $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-MgO}$ (Viljoen et al, 1982) e no diagrama de porcentagens catiônicas (Al, Mg e $\text{Fe}_t + \text{Ti}$) de Jensen (Rollinson, 1993) das figuras VI.8a e 8b respectivamente, se observa que a maior parte das amostras estudadas da suíte básico norítica encontra-se no campo toleítico. Em que pese o fato, de que 3 amostras poderiam também representar os termos mais evoluídos de uma suíte komatiítica (basaltos komatiíticos), tal interpretação é descartada, pelo simples motivo destes diques não apresentarem características texturais típicas de komatiitos, bem como não se encontrarem associados a rochas deste tipo na região.

FIGURA VI.8 a: Diagrama CaO-Al₂O₃-MgO (cf. Viljoen et al, 1982) para os diques da suíte básica norítica de Lavras (■). Linha tracejada separa campos dos komatiitos, basaltos komatiíticos e basaltos toleíticos.

FIGURA VI.8 b: Diagrama Al-Mg-Fet+Ti de porcentagens catiônicas (diagrama de Jensen), conforme Rollinson (1993), dos diques da suíte básica norítica de Lavras (■). Linha contínua separa os campos dos komatiitos, basaltos komatiíticos e toleitos alto em Fe e alto em Mg.

Nos diagramas de variação da figura VI.9 encontram-se reportadas as composições representativas dos diferentes tipos de boninitos (cf. Crawford et al, 1989). Verifica-se que os diques da suíte básico norítica, apresentam alguma semelhança com os boninitos no que diz respeito a álcalis, Al_2O_3 e razão $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$. Diferenças importantes, no entanto, são assinaladas para SiO_2 , TiO_2 , FeO e $\pm \text{CaO}$, as quais não apoiam o enquadramento dos diques estudados no conjunto dos boninitos clássicos. Tal fato, também pode ser verificado no diagrama Ba versus K/Ba (E.P. Oliveira, 1996, comunicação escrita) que contém dados mundiais de noritos proterozóicos (Hall & Hughes, 1990) e boninitos modernos (Crawford, 1989), bem como inclui dados inéditos dos noritos de Uauá, Bahia (Fig. VI.10). Adicionalmente, na classificação TAS (in: Le Maitre, 1989) os boninitos devem apresentar concentrações em TiO_2 sempre menores que 0,5%, contrastando com aquelas obtidas para a suíte básico norítica que são predominantemente maiores que 0,5%.

Em síntese, os estudos empreendidos nos diques da região de Lavras indicam fortes diferenças composicionais entre a suíte básico norítica e a básica, o que pode sugerir a existência de duas distintas famílias geoquímicas de diques, as quais devem ter seguido diferentes processos petrogenéticos. A suíte básico norítica também pode ser considerada como composicionalmente diferente de outras rochas com altas concentrações em MgO , haja visto os seus conteúdos elevados em SiO_2 , K_2O , Ba, Rb, Sr e os baixos conteúdos em elementos de alta densidade de carga (e.g. Ti, Nb, Zr). Este quimismo, aliado a diferentes razões Zr/Rb , Zr/La , Zr/Ba , Zr/Y e Zr/Ce , dificulta uma explicação que contemple uma origem para a suíte básica (baixíssimos conteúdos em elementos litófilos com íon de grande tamanho) a partir da suíte básico norítica.

VI.3.2 - Elementos Terras Raras

De um conjunto de 29 amostras de diques máficos analisados para os elementos Terras Raras (ETR) mais Hf e Th, 11 pertencem a suíte básico norítica, 13 a suíte básica e 5 representam os diques metabásicos. Os valores referentes a estas análises encontram-se na tabela VI.1 e permitiram a construção de padrões de abundância observados nas figuras VI.11 e VI.12.

FIGURA VI.9: Diagramas de variação MgO (% em peso) versus SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, CaO, FeO_t, álcalis e razão CaO/Al₂O₃, dos diques da suite básica norítica de Lavras (■) e dos diferentes tipos de boninitos. Fonte de dados: presente trabalho e Crawford et al (1989).

FIGURA VI.10: Diagrama Ba vs K/Ba dos diques da suíte básico norítica de Lavras (■), noritos proterozóicos, boninitos modernos e noritos de Uauá, Bahia. Fonte de dados: presente trabalho, Hall & Hughes (1990); Crawford (1989) e E.P. Oliveira (comunicação escrita), respectivamente.

AMOSTRAS	Hf	Th	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	mg (0,15)	MgO
DBN - 25	1,9	3,5	11,7	22	9	2,13	0,63	< 0,5	1,51	0,21	0,640	8,72
DBN - 28	1,2	1,4	6,7	15	7	1,70	0,53	< 0,5	1,32	0,18	0,658	8,95
DBN - 54	1,6	2,0	8,4	18	5	1,84	0,65	< 0,5	1,42	0,21	0,706	13,06
DBN - 55	1,5	1,5	7,4	15	7	1,66	0,60	< 0,5	1,57	0,22	0,632	8,86
DBN - 64	1,3	2,2	9,5	18	8	1,77	0,58	< 0,5	1,25	0,20	0,724	13,28
DBN - 72 *	1,1	1,1	5,1	10	6	1,11	0,35	< 0,5	0,93	0,15	0,772	17,49
DBN - 1212 *	1,3	1,8	6,9	15	7	1,49	0,49	< 0,5	1,34	0,17	0,756	16,93
DBN - 1211	1,2	1,8	7,1	15	4	1,56	0,45	< 0,5	1,34	0,19	0,718	13,58
DB ₁ - 59	2,2	2,3	14,2	31	14	2,91	0,92	< 0,5	1,57	0,23	0,506	4,83
DB ₁ - 70	2,5	2,9	16,3	33	16	3,37	0,96	0,6	1,88	0,27	0,507	4,87
DB ₁ - 112	2,4	2,3	15	32	15	3,13	0,85	0,5	1,70	0,25	0,500	4,89
DB ₂ - 1230	1,6	0,8	5,8	14	9	2,29	0,74	0,6	2,15	0,33	0,539	6,76
DB ₂ - 89	1,6	1,0	6,0	14	7	2,50	0,75	0,6	2,07	0,31	0,516	6,46
DB ₂ - 45	1,6	0,9	5,4	14	8	2,33	0,73	< 0,5	2,24	0,34	0,473	5,35
DB ₂ - 60	2,3	1,4	7,1	19	11	3,11	1,00	0,8	2,87	0,43	0,489	6,33
DB ₂ - 34	3,5	2,4	12,1	26	17	4,59	1,40	1,1	3,91	0,60	0,405	4,97
DB ₂ - 18	3,0	2,5	10,8	25	15	3,86	1,21	1,0	3,50	0,52	0,464	5,76
DB ₂ - 19	3,3	2,3	11,5	26	11	4,47	1,30	0,9	3,60	0,58	0,457	5,75
DB ₂ - 100	3,3	2,3	11,7	28	20	4,45	1,22	0,9	3,79	0,52	0,439	5,48
DB ₂ - 30	3,6	2,6	12,7	28	19	4,55	1,31	0,9	3,83	0,55	0,446	5,84
DB ₂ - 27	4,3	3,3	15,5	34	19	5,55	1,42	1,2	4,48	0,67	0,425	5,36
DB ₂ - 451**	5,3	3,8	33,1	66	33	7,16	1,97	1,1	3,57	0,52	0,383	4,41
DB ₂ - 79**	3,2	1,8	18,2	40	22	5,97	2,34	< 0,5	2,11	0,30	0,437	5,56
DB ₂ - 61**	6,2	3,6	39,5	80	45	9,75	3,02	1,5	2,92	0,45	0,335	3,02
DMB - 50	3,0	2,2	11,0	27	17	3,98	1,20	0,9	3,43	0,49	0,504	6,95
DMB - 96	2,6	2,0	10,6	26	13	4,05	1,20	0,9	3,47	0,51	0,449	6,01
DMB - 47	3,4	2,8	12,2	27	16	4,53	1,32	1,0	3,63	0,58	0,477	6,68
DMB - 56	2,4	0,7	6,8	16	10	3,27	1,03	0,6	2,74	0,39	0,460	6,60
DMB - 97	3,0	2,0	11,8	27	19	4,61	1,26	1,0	4,03	0,57	0,404	5,40

Tabela VI.1: Elementos terras raras (ppm) mais Hf (ppm), Th (ppm), MgO (% em peso) e mg# (0,15) valores, representativos dos diques máficos da região de Lavras (MG). DB₁₊₂ = diques básicos 1 e 2; DMB = diques metabásicos e DBN = diques básicos noríticos. Suíte básica = DB₂; Suíte básico norítica = DBN + DB₁. (*) = rochas com textura cumulática; (**) = amostras da suíte básica de idade inferida mesozóica e ausentes das figuras deste item.

Os padrões de abundância dos elementos terras raras (ETR) foram obtidos utilizando-se valores de Boynton (1984) para a normalização em relação aos condritos. As razões normalizadas La/Yb, La/Sm, Sm/Yb e Eu/Eu* para cada amostra analisada, foram obtidas utilizando procedimento e margens de erros conforme Marques (1988).

De maneira geral, os padrões de ETR normalizados para condritos dos diques das suítes básica e básico norítica, mostram um enriquecimento a medida que se tornam mais evoluídos (Figuras VI.11 e VI.12). Verifica-se também um enriquecimento dos elementos terras raras leves (ETRL) em relação aos elementos terras raras pesadas (ETRP). Todavia, o enriquecimento é mais expressivo entre os diques da suíte básico norítica (Figuras VI.11, VI.12). Desde que disponível e para melhor visualização, as rochas foram agrupadas em função dos seus mg# valores.

Suíte Básico Norítica

Os padrões dos diques da suíte básico norítica (Figura VI.11) mostram-se fortemente fracionados em ETR. Os termos menos evoluídos desta suíte (mg# 0,73 - 0,70) apresentam razões La_N/Yb_N entre 5,1 e 3,6, La_N/Sm_N entre 3,4 e 2,9 e Sm_N/Yb_N entre 1,5 e 1,2. As razões Eu/Eu* não foram calculadas pela falta do elemento Tb, que conforme antecipado apresenta valores abaixo do limite de detecção (0,5 ppm). Nos termos mais evoluídos (mg# 0,51-0,50) as razões La_N/Yb_N (6,1 a 5,8) e Sm_N/Yb_N (2,0 a 1,9), são mais elevadas do que aquelas pertencentes as amostras menos evoluídas. Por outro lado, as razões La_N/Sm_N são similares (3,4 - 2,9 vs 3,5 - 3,0).

Os termos evoluídos (mg# 0,51-0,50) da suíte básico norítica apresentam anomalias de Eu, as quais se caracterizam por serem fracamente negativas com razões Eu/Eu* entre 0,93 e 0,81 (Fig. VI.11).

Em comparação com os basaltos da cadeia meso-oceânica ("MORB"), se observa que os diques da suíte básico norítica devem ter sido originados de uma fonte mantélica empobrecida, a qual sofreu sucessivos processos de enriquecimento particularmente em ETRL (Fig. VI.13).

Suíte Básica

Os diques da suíte básica são caracterizados por apresentarem um padrão menos fracionado relativamente a suíte anterior e pelas anomalias negativas de Eu (Fig. VI.12). Tais anomalias indicam que o plagioclásio deve ter sido uma fase importante na

FIGURA VI.11: Padrões de abundância dos elementos terras raras (ETR) normalizados por condritos (Boynton, 1984), representativos dos diques da suíte básico norítica (■) da região de Lavras (MG).

FIGURA VI.12: Padrões de abundância dos elementos terras raras (ETR) normalizados por condritos (Boynton, 1984), representativos dos diques da suíte básica (Δ) da região de Lavras (MG).

FIGURA VI.13: Padrões de abundância dos elementos terras raras (ETR), normalizados por condritos (Boynton, 1984), representativos dos diques das suítes básico norítica (■) e básica (Δ) da região de Lavras (MG), bem como dos Basaltos da Cadeia Meso Oceânica ("MORB") dos tipos normal ("N-MORB") e enriquecido ("E-MORB"). Linha tracejada representa a evolução dos "N" e "E-MORB". Fonte de dados: presente trabalho e Sun & McDonough (1989).

diferenciação. Os termos menos evoluídos (mg# 0,54-0,47) apresentam razões La_N/Yb_N entre 2,0 e 1,6, La_N/Sm_N entre 1,6 e 1,4 e Sm_N/Yb_N entre 1,3 e 1,1. Todas estas razões, exceto Sm_N/Yb_N , aumentam nos termos mais evoluídos (mg# 0,46-0,40), a saber: La_N/Yb_N (2,3-2,1) e La_N/Sm_N (1,8-1,6). As razões Sm_N/Yb_N praticamente não apresentam variações entre os termos mais e menos evoluídos (valores entre 1,3 e 1,1). Uma importante característica da suíte básica, são as anomalias de Eu, as quais também apresentam certa variabilidade entre amostras com graus de evolução diferentes. Os tipos mais evoluídos mostram anomalias negativas de Eu mais pronunciadas do que aquelas dos tipos menos evoluídos (Fig. VI.12). Os últimos apresentam razões Eu/Eu^* no intervalo de 0,87 a 0,80 e os primeiros entre 0,82-0,70.

Como anteriormente evidenciado na figura VI.13, os diques da suíte básica devem ter se originado de uma fonte mantélica “empobrecida”, semelhante a dos basaltos da cadeia meso-oceânica (“MORB”), afetada por eventos de enriquecimento em ETRL.

Diante do exposto, verifica-se também que no âmbito do comportamento dos ETR, as diferenças composicionais entre as suítes básica e básico norítica são significativas, ao se utilizar amostras com grau evolutivo similar (mg# ~ 0,5). Observa-se que os diques da suíte básico norítica apresentam valores nas razões La_N/Yb_N (6,1-5,8 versus 2,0-1,6), La_N/Sm_N (3,5-3,0 versus 1,6-1,4) e Sm_N/Yb_N (2,0-1,9 versus 1,3-1,1) sempre mais elevados do que aqueles da suíte básica.

Comportamento com padrões idênticos aos diques da suíte básica são apresentados pelos diques metabásicos (DMB), os quais podem ser melhor visualizados na figura VI.12. Tais diques, apresentam razões La_N/Yb_N , La_N/Sm_N e Sm_N/Yb_N nos intervalos de 2,3 a 1,7, 1,7 a 1,3 e 1,3 a 1,2, respectivamente. A amostra com valor La_N de aproximadamente 20 se encaixa perfeitamente na seqüência evolutiva dos diques menos evoluídos da suíte básica (mg# 0,54-0,47), enquanto as demais amostras com La_N acima de 30 são enquadradas na seqüência dos mais evoluídos (mg# 0,46-0,40). Cabe ainda notar, que as anomalias negativas de Eu dos DMB seguem o padrão anteriormente descrito, ou seja, a amostra menos evoluída apresenta razão Eu/Eu^* (0,93) maior do que aquelas das amostras mais evoluídas (0,82-0,75). Esta identidade, indica que apesar do metamorfismo que deve ter atingido os DMB, os ETR não devem ter sofrido um importante fracionamento.

Em síntese, os padrões dos ETR reafirmam a presença de duas suítes geoquímicas distintas de diques pré-cambrianos. Em adição, o comportamento e a abundância relativa dos ETR sugerem que estas suítes evoluíram de maneira diferente.

As amostras 451, 79 e 61 pertencentes aos diques da suíte básica, reafirmam suas diferenças composicionais dentro do grupo e, mais uma vez, demonstram que são um conjunto a parte. Como anteriormente relatado, trata-se de amostras composicionalmente semelhantes aos diques mesozóicos. Este conjunto apresenta padrões altamente fracionados, com razões La_N/Yb_N (9,1 a 5,8) e Sm_N/Yb_N (3,6 a 2,1) muito maiores do que aquelas verificadas para os diques da suíte básica e básico norítica. Contudo, as razões La_N/Sm_N (2,9 a 1,9) mostram-se inferiores àquelas da suíte norítica e superiores a da suíte básica. As anomalias de Eu, nesse grupo anômalo ao conjunto, são levemente negativas com razões Eu/Eu^* entre 0,94 e 0,83 mas, uma das amostras apresenta anomalia positiva com razão Eu/Eu^* igual a 1,56.

VII - GEOCRONOLOGIA E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

VII.1 - Geocronologia

O acervo geocronológico dos diferentes enxames de diques máficos pré-cambrianos da porção sul do Cráton do São Francisco (Pará de Minas, Quadrilátero Ferrífero, Espinhaço Meridional, Bonfim) é constituído essencialmente por dados K-Ar (e.g. Teixeira et al, 1988; Carneiro, 1992; Teixeira et al, 1996c) e mais raramente por dados Rb-Sr e Sm-Nd, além de datações U-Pb (e.g. Abreu, 1991; Silva et al, 1996).

De maneira geral, têm sido identificados pelo menos 3 conjuntos radiométricos representativos dos enxames de diques na porção sul do Cráton do São Francisco. O primeiro e mais antigo (2,1 - 1,9 Ga), foi determinado por idades K-Ar em anfibólios (Teixeira et al, 1988; Carneiro, 1992). Estudos recentes (Chaves, 1996) em um dos ramos deste conjunto (região de Ribeirão das Neves - Pará de Minas), indicam que os diques estão geneticamente associados à evolução das zonas de cisalhamento regionais do Ciclo Transamazônico. Representantes deste conjunto aparecem no Quadrilátero Ferrífero e no Complexo Bonfim. O segundo conjunto, posicionado tentativamente entre 1,7 e 1,5 Ga, acha-se sinalizado através de análises K-Ar em anfibólios pertencentes aos enxames de Pará de Minas e Bonfim (Teixeira et al, 1988; Carneiro, 1992). Estas idades passaram a ter maior significado geológico, em função da recente idade U-Pb de 1714 ± 5 Ma obtida em badeleita e zircão do gabro de Ibirité, localizado a sul de Belo Horizonte (Silva et al, 1996). O terceiro conjunto de dados (1,0 - 0,5 Ga), identificado por idades aparentes K-Ar em anfibólios, plagioclásios e rocha total em enxames como Pará de Minas e Bonfim (e.g. Carneiro, 1992), pode ter um representante na região sul do Espinhaço, onde um dique apresenta idade U-Pb de 906 ± 2 Ma obtida através de zircões (Abreu, 1991). Por outro lado, as idades K-Ar entre 0,7 e 0,5 Ga (Teixeira et al, 1988) parecem, juntamente com idades U-Pb da ordem de 618 ± 3 Ma (Silva et al, 1996) e Pb-Pb de 655 Ma (Silva, 1992), apontar para a presença de episódios tectono-termais superimpostos nos diques.

Na Tabela VII.1, pode-se observar o quadro atual de conhecimento geocronológico, em que são destacados os intervalos de idades assinalados para os principais

enxames de diques máficos pré-cambrianos, da porção meridional do Cráton do São Francisco.

Método	Material	Idade	n° de dados	Referência
K-Ar	plagioclásio	1,5-1,8 Ga	2	Teixeira et al (1988) e Carneiro (1992).
		0,5-0,7 Ga	12	
	anfíbólio	1,9-2,1 Ga	4	
		1,5-1,8 Ga	3	
		0,5-0,7 Ga	1	
	rocha total	0,5-0,7 Ga	1	
U-Pb	zircão/badeleita	1714±5 Ma e 618±3 Ma	1	Silva et al (1996)
U-Pb	zircão/badeleita	906±2 Ma	1	Abreu (1991)

Tabela VII.1: Sumário geocronológico com os intervalos de idades em diques máficos pré-cambrianos (Pará de Minas, Bonfim, Quadrilátero Ferrífero e Espinhaço meridional) da porção sul do Cráton do São Francisco.

Adicionalmente, a ocorrência de diques mesozóicos na área meridional do Supergrupo Espinhaço encontra-se relatada em Dussin (1994) e Silva et al (1996).

Apesar dos avanços obtidos, os dados geocronológicos disponíveis são ainda insuficientes para embasarem uma comparação cronológica entre os enxames de diques máficos da porção sul do Cráton do São Francisco. Desse modo, os resultados obtidos para o presente trabalho e apresentados a seguir, constituem uma contribuição para o melhor entendimento da época dos processos de fraturamento continental que atuaram no segmento meridional do Cráton do São Francisco, tendo em vista a multiplicidade de metodologias empregadas e sua interpretação integrada com dados geoquímicos.

VII.1.1 - Sistemas K-Ar e ^{40}Ar - ^{39}Ar

Embora para os diques básicos pré-cambrianos da porção sul do Cráton do São Francisco, a determinação da idade de intrusão pelo método K-Ar possa ser problemática, principalmente pela difusão e/ou excesso de argônio registrado seja nos minerais, seja na rocha total, inúmeras datações por este método são reportadas na literatura envolvendo a área de trabalho (e.g. Parenti Couto et al, 1983; Teixeira, 1985 e 1989; Teixeira et al, 1988; Carneiro, 1992).

Segundo Teixeira (1992) os estudos K-Ar nos diques pré-cambrianos podem, apesar das limitações interpretativas, auxiliar no entendimento da evolução tectônica, com base na definição da maior frequência das idades aparentes obtidas para um enxame específico.

Os dados K-Ar disponíveis na literatura dos diques pré-cambrianos adjacentes ou da região investigada (e.g. Teixeira, 1985), correspondem em grande parte a diques que sofreram a atuação de processos metamórficos (cf. petrografia revisada pelo presente autor nas amostras cedidas por W. Teixeira). Trata-se, segundo a classificação do presente trabalho de tipos metabásicos (DMB) e anfibolíticos (DA). Amostras petrograficamente selecionadas (isentas de alteração deutérica) dos DA apresentam idades K-Ar em rocha total de 1900 ± 57 Ma e em anfibólio de 2049 ± 61 Ma (amostras STG-MS 213 e 252 respectivamente; Teixeira, 1985). Uma amostra dos DMB apresenta idade K-Ar em plagioclásio de 2290 ± 65 Ma (amostra STG-240). Idade em plagioclásio semelhante a anterior (2299 ± 67 Ma) é assinalada em uma amostra representativa de um dique não metamórfico da suíte básico norítica (amostra STG-MS-247.2). Tais idades em plagioclásios, devem ser consideradas com reservas em vista da possibilidade da existência de incorporação de argônio em excesso nesse mineral, problema este comum em diques pré-cambrianos.

Na Tabela VII.2 encontram-se as idades K-Ar processadas no CPGeo em plagioclásio, anfibólio e biotita de um dos diques anfibolíticos estudados (DA) do enxame, representado pela amostra WB-3.1 (veja figura IV.2), coletada nas imediações da cidade de Lavras (MG). Uma possível interpretação para estes resultados, é a da existência de um evento tectono-metamórfico ocorrido há 1,2 Ga, ilustrado pela idade aparente da biotita coletada na borda cisalhada do dique. Tal hipótese é corroborada por registros K-Ar similares em granitóides na região de Boa Esperança, pouco à oeste da área investigada (Teixeira & Canzian, 1994). Este episódio teria afetado os plagioclásios dos diques proporcionando valores de idades mais jovens (908 Ma), revelando a complexidade do plagioclásio em termos de retentividade de argônio em diques pré-cambrianos, conforme já antecipado. Contudo, o anfibólio da amostra WB-3.1, devido a sua alta retentividade de Ar não sofreu significativo distúrbio pelo episódio, e representaria, como tal, uma idade estimada da paragênese anfibolítica, sendo comparável com valores publicados anteriormente por Teixeira (1985) para os DA, bem como para os diques anfibolíticos de Pará de Minas (Teixeira et al, 1988).

Amostra/Nº CPGeo	Material	% K	Ar ⁴⁰ rad	Ar atm	Idade (Ma)
WB-3.1 / 5803	Plagioclásio	1,5768	72,35	9,06	908 ± 14
WB-3.1 / 5804	Anfibólio	0,5943	96,46	1,42	2163 ± 43
WB-3.1 / 6819	Biotita	7,3377	484,53	1,46	1198 ± 19

Tabela VII.2: Dados analíticos K-Ar do dique anfibolítico WB-3.1 da região de Lavras.

Esta interpretação acerca das idades K-Ar dos diques metamórficos entre 1,9 - 2,0 Ga é reforçada pelo valor obtido em análises ^{40}Ar - ^{39}Ar em anfibólios concentrados por catação de uma amostra dos DMB (DMB-63), recentemente processada no “Berkeley Geochronology Center” (EUA) [Paul Renne, comunicação escrita]. No diagrama da Figura VII.1, observa-se um espectro com definição de um “plateau” para 50% do gás liberado, com idade de 1975 ± 7 Ma. A idade integrada de 1910 ± 7 Ma aproxima-se das idades aparentes K-Ar convencionais reportadas por Teixeira (1985). Observa-se também que a razão Ca/K, acompanha o comportamento do espectro de argônio liberado o que reforça a qualidade interpretativa da idade obtida.

Cabe acrescentar finalmente, que uma minoria do conjunto ígneo dos diques investigados seja possivelmente de idade mesozóica, com base em uma idade aparente K-Ar inédita da amostra DB₂-61 (127 ± 3 Ma). Esta inferência decorre também da composição química (veja geoquímica), de alguns diques da suíte básica a qual é semelhante a diques do Quadrilátero Ferrífero (Silva et al, 1996) e do Espinhaço Meridional (Dussin, 1994), para os quais idades K-Ar em rocha total forneceram valores de 120 Ma e de 170 a 220 Ma, respectivamente.

VII.1.2 - Sistema Rb - Sr

Para o sistema Rb-Sr a disponibilidade de dados é menor quando comparado ao sistema K-Ar. No segmento meridional do Cráton do São Francisco verifica-se apenas uma errócrona de 1030 ± 256 Ma obtida para os diques de Pará de Minas (Teixeira et al, 1996c e W. Teixeira comunicação verbal, 1997). Contudo, a elevada razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de 0,71551 e a distribuição dos pontos no diagrama sugere um forte distúrbio no sistema Rb-Sr, conduzindo os referidos autores a considerar esta idade como de pouco significado geológico.

FIGURA VII.1: Diagrama de idade ^{40}Ar - ^{39}Ar aparente versus fração de ^{39}Ar liberado para a amostra 63 dos diques metabásicos (DMB).

Com base em dados petrográficos, geoquímicos e de campo, foram selecionadas 22 amostras de diques máficos e 5 do embasamento metamórfico para a execução das análises do sistema isotópico Rb-Sr, conforme procedimento descrito no item metodologia. Os resultados encontram-se reportados na Tabela VII.3, que inclui dados obtidos pela técnica de diluição isotópica e por fluorescência de raios-X.

A seleção das amostras teve por base as características petrográficas anteriormente observadas, tais como: grupos com a mesma composição mineralógica e textural e, ausência na amostra de indícios significativos da atuação de fenômenos metamórficos, intempéricos e deutéricos, conforme estudos petrográficos. Em seguida, as amostras foram agrupadas de acordo com suas características geoquímicas, levando-se em conta suas concentrações em elementos maiores, menores e traços, sempre se evitando aquelas que sugerissem a possibilidade de contaminação crustal. Foram excluídas todas as amostras, cujo comportamento em elementos como Rb, Sr, Ba, SiO_2 , K_2O , por exemplo, demonstrou significativas diferenças em relação ao padrão geral do grupo que pertenciam. Desse modo, os conjuntos de amostras como os diques de idade mesozóica não foram selecionados para o processo analítico.

SUÍTE BÁSICO NORÍTICA

Amostra/Número do CPGeo	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	Erro	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Erro (2 σ)
54 / 12450	16,01	102,12	0,4542	0,0064	0,720730	0,000090
55 / 12452	11,94	107,68	0,3212	0,0045	0,714790	0,000100
64 / 12454	13,95	102,01	0,3962	0,0057	0,719170	0,000070
25 / 12624	36,71	162,90	0,6534	0,0092	0,726800	0,000050
28 / 12625	14,16	127,04	0,3228	0,0049	0,713880	0,000090
72 / -----	13,81	88,01	0,4546	0,0082	0,719270	0,000110
59 / -----	35,80	227,05	0,4568	0,0070	0,717820	0,000090
70 / -----	37,47	233,16	0,4656	0,0074	0,717940	0,000070
112 / -----	38,46	240,74	0,4628	0,0079	0,717920	0,000080

SUÍTE BÁSICA

19 / 12448	6,39	114,95	0,1608	0,0022	0,706930	0,000080
27 / 12449	11,16	114,27	0,2827	0,0040	0,710280	0,000090
60 / 12451	6,84	114,02	0,1736	0,0024	0,707930	0,000100
18 / 12630	8,21	117,40	0,2025	0,0029	0,707350	0,000090
45 / 12632	7,49	120,88	0,1794	0,0025	0,707360	0,000080
34 / 12631	8,33	120,22	0,2005	0,0028	0,707340	0,000080
30 / 12636	7,19	112,33	0,1853	0,0026	0,708060	0,000090

DIQUES METABÁSICOS

97 / 12456	17,58	117,12	0,4350	0,0060	0,714600	0,000100
56 / 12453	8,95	145,41	0,1782	0,0025	0,707750	0,000080
42 / 12637	8,85	103,27	0,2480	0,0034	0,707920	0,000100
47 / 12638	11,88	124,34	0,2766	0,0038	0,708830	0,000060

SUÍTE BÁSICA (FRX)

Amostra	Rb (**)	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	Erro	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Erro (2 σ)
22* / -----	13,5	133	0,2941	0,0050	0,713140	0,000070
100* / -----	8,5	110	0,2239	0,0070	0,707900	0,000090

Tabela VII.3: Dados analíticos Rb-Sr dos diques da suíte básico norítica, suíte básica e diques metabásicos da região de Lavras. Dados obtidos por diluição isotópica (DI) e por fluorescência de raios-X (FRX). (*)=amostras obtidas por FRX; (**) Os valores de Rb foram calculados pelo confronto entre Rb (DI) vs Rb (FRX) com desvio máximo de 2,5 ppm.

As amostras escolhidas para a datação representam as suítes básica e básico norítica, conforme anteriormente definidas.

Suíte básico norítica

A suíte básico norítica representa a geração de diques mais antiga assinalada na região. O conjunto de 9 diques selecionados desta suíte produziu no diagrama isocrônico em rocha total (errôcrona calculada conforme Williamson, 1968) da Figura VII.2 uma idade de 2788 ± 79 Ma (1 σ), com razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de $0,70110 \pm 0,00048$ e MSWD igual a 31,5. O alto MSWD (“mean square of weighted deviates”) se deve a grande dispersão dos pontos em relação a reta, sugerindo um forte distúrbio isotópico de Rb e/ou Sr e re-equilíbrio parcial do sistema, ou ainda uma heterogeneidade da fonte, conforme verificada nos estudos petrogenéticos (cap. VIII). Os diques desta suíte não foram observados seccionando os metassedimentos do Supergrupo Minas (localmente designados como Serra de Bom Sucesso),

e portanto, são anteriores a 2,5 Ga limite máximo considerado para o início da deposição destes sedimentos (cf. Noce, 1995 e Babinski et al, 1995).

Suíte básica

A suíte básica representa uma geração de diques mais nova, cujo diagrama Rb-Sr em rocha total (Figura VII.3) apresenta uma idade (errócrona de 7 pontos, conforme Williamson, 1968) de 1875 ± 101 Ma (1σ), com razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial igual a $0,70255 \pm 0,00028$ e MSWD de 23,5. Também aqui o espalhamento dos pontos sugere um distúrbio de Rb e/ou Sr no sistema. É possível que estes distúrbios estejam associados a episódios tectono-termais que ocorreram no Proterozóico, como aqueles identificados pelos dados K-Ar, por exemplo. Outra possibilidade, pode estar relacionada a já mencionada pequena heterogeneidade da fonte (cf. cap. VIII), uma vez que os processos de interação crustal durante a intrusão (cf. geoquímica isotópica) podem ser considerados insignificantes a ponto de afetar o sistema. Apesar do alto valor do MSWD, é sempre bom lembrar que esta idade de colocação para a suíte básica é corroborada pelas relações de contemporaneidade destes corpos no campo com os granitos transamazônicos datados em 1.932 ± 21 Ma (Quéméneur & Vidal, 1989).

Em adição, quatro amostras selecionadas dos diques metabásicos (DMB), foram analisadas e os dados encontram-se na Tabela VII.3. O conjunto apresenta uma errócrona (modelo Williamson, 1968) com idade de 1887 ± 57 Ma (1σ), com razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de $0,70205 \pm 0,00021$ e MSWD de 80 (Figura VII.4). Este valor, semelhante ao da suíte básica, deve ser tomado com cautela em função da mobilidade do Rb em processos metamórficos, conforme anteriormente evidenciado. De qualquer modo, estes dados vem sugerir que este grupo possui idade semelhante aos diques da suíte básica, o que aliás é reforçado pelas datações K-Ar e Ar-Ar predominantemente no intervalo 1,9 - 2,0 Ga (ver item anterior).

As similaridades químicas e cronológicas entre diques metabásicos e aqueles da suíte básica permitem supor que os primeiros, na realidade são diques que se colocaram em regime transtensivos, os quais pouco tempo após foram submetidos a eventos tectônicos associados a regimes térmicos de baixo a médio grau que imprimiram as feições metamórficas observadas, durante a evolução do Cinturão Mineiro. Os diques anfibolíticos (DA) podem representar uma fase intrusiva precoce que antecedeu os DMB, conforme sugere

FIGURA VII.2: Diagrama isocrônico Rb-Sr representativo dos diques da suíte básico norítica (■) de Lavras (MG).

FIGURA VII.3: Diagrama isocrônico Rb-Sr representativo dos diques da suíte básica (Δ) de Lavras (MG).

as idades K-Ar em anfibólio. Alternativamente, tanto os DMB como os DA podem representar uma geração anterior aos diques das suítes básica e básico norítica. Neste caso, as feições metamórficas teriam sido impressas durante as fases finais da evolução do Cinturão Mineiro, como atestam os dados K-Ar e Ar-Ar em anfibólios.

Contudo, cumpre ressaltar, que as idades K-Ar, ^{40}Ar - ^{39}Ar e Rb-Sr dos DMB e DA, independentemente das limitações de cada método, são coerentes com a idade Rb-Sr da suíte básica, sugerindo a possibilidade de contemporaneidade entre eles. Ressalta-se também, que o conjunto de diques da suíte básica está intimamente associado à evolução transamazônica da porção sul do Cráton do São Francisco.

VII.1.3 - Sistema Sm-Nd

No âmbito do Cráton do São Francisco, nenhuma isócrona pelo sistema Sm-Nd é assinalada na literatura concernente a diques máficos.

Nos diques investigados, foram realizadas 19 análises em rocha total e 3 em concentrados minerais (Tabela VII.4), sendo um concentrado de plagioclásios e dois de apatitas, para fins de permitir a obtenção de razões isotópicas suficientemente distintas na confecção do gráfico isocrônico. Conforme anteriormente relatado (Tabela IV.2, cap. IV), foram efetuadas quatro análises em rochas do embasamento metamórfico, sendo 3 em granulitos (amostras 39, 91 e 150), e 1 em ortogneisse (142).

Suíte básico norítica

Do conjunto de amostras selecionadas da suíte básico norítica para o sistema Sm-Nd (Tabela VII.4), três representam rochas totais que foram analisadas em duplicata (54-2; 55-2 e 64-2). Uma das amostras do dique 54 (54b) representa um ponto cuja distância é cerca de 400 metros do local da primeira coleta. As amostras 70 e 112 não foram utilizadas na confecção do diagrama, por representarem um conjunto isotópico diferente da maioria das amostras estudadas (cf. geoquímica isotópica, veja a seguir).

Para os diques da suíte básico norítica, os 12 dados Sm-Nd proporcionaram uma isócrona interna com idade de 2658 ± 44 Ma (1σ), razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ inicial igual a $0,50916 \pm 0,00005$ e MSWD de aproximadamente 3 (Fig. VII.5). Destaca-se no diagrama isocrônico, os altos valores nas razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ dos 2 concentrados de apatita, os quais em

FIGURA VII.4: Diagrama isocrônico Rb-Sr representativo dos diques metabásicos (DMB) pertencentes ao conjunto metamórfico da região de Lavras (MG).

FIGURA VII.5: Diagrama isocrônico Sm-Nd representativo dos diques da suíte básico norítica (■) de Lavras (MG). Pl=plagioclásio; ap=apatita e RT=rocha total.

conjunto com o baixo valor nesta razão apresentado pelo concentrado de plagioclásio, permitiram a boa colinearidade dos pontos e favoreceram a definição da isócrona. A isócrona Sm-Nd obtida reafirma as inferências dos dados Rb-Sr, acerca da existência de um grupo de diques arqueanos na região, conforme inicialmente antecipado por Pinese et al (1995), com base em dados preliminares.

SUÍTE BÁSICO NORÍTICA							
Amostra/Número do CPGeo	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	Erro	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Erro (2 σ)	T^{DM} (Nd)[Ga]
54 / 178	2,080	8,570	0,1479	0,0001	0,511731	0,000023	2,81
54 - 2 / ----	2,021	8,075	0,1523	0,0001	0,511811	0,000015	2,82
54 b / 428	1,991	8,170	0,1483	0,0001	0,511792	0,000021	2,72
55 / 179	1,930	7,640	0,1539	0,0001	0,511789	0,000042	3,00
55 - 2 / ----	1,990	7,638	0,1585	0,0001	0,511802	0,000038	3,31
64 / 180	2,040	9,220	0,1349	0,0001	0,511527	0,000023	2,76
64 - 2 / ----	2,080	8,939	0,1416	0,0001	0,511621	0,000036	2,80
25 / -----	2,803	12,102	0,1410	0,0071	0,511586	0,000044	2,86
28 / 282	1,898	7,696	0,1501	0,0001	0,511778	0,000025	2,80
70 / -----	3,815	17,450	0,1330	0,0001	0,511842	0,000034	2,17
112 / -----	3,868	17,751	0,1326	0,0001	0,511793	0,000033	2,24
54 apatita / 284	0,522	1,453	0,2188	0,0006	0,513081	0,000028	-----
64 plag. / 427	10,473	62,730	0,1016	0,0001	0,511052	0,000035	-----
64 apatita / 498	0,562	1,628	0,2100	0,0002	0,512812	0,000029	-----
SUÍTE BÁSICA							
19 / -----	5,456	18,851	0,1761	0,0001	0,512311	0,000028	2,65
27 / -----	6,841	23,794	0,1749	0,0002	0,512109	0,000159	3,67
60 / -----	3,457	11,364	0,1851	0,0001	0,512444	0,000053	2,75
45 / -----	2,906	9,643	0,1833	0,0001	0,512523	0,000033	2,32
34 / -----	5,761	19,509	0,1797	0,0002	0,512235	0,000099	3,56
22 / -----	5,140	18,239	0,1715	0,0001	0,512198	0,000028	2,75
100 / -----	5,866	20,328	0,1756	0,0001	0,512287	0,000036	2,70

Tabela VII.4: Dados analíticos Sm-Nd obtidos por diluição isotópica, para o conjunto de diques das suítes básico norítica e básica da região de Lavras. Plag. = plagioclásio. A tabela inclui idades modelo T^{DM} (Nd) das amostras analisadas em rocha total.

Desse modo, as rochas representativas da suíte básico norítica são um dos primeiros registros de diques arqueanos, os quais em conjunto com o sill do “greenstone” de Piumhi (Machado & Schrank, 1989) e Anfibolitos Paraopeba do Complexo Bonfim (Teixeira et al, 1996a), confirmam, por extrapolação, a antiguidade da crosta continental da porção sul do Cráton do São Francisco. Em regiões como Groenlândia (Hall & Hughes, 1990), Antártica (Sheraton et al, 1987), Zimbabwe (Wilson et al, 1987) e Finlândia (Vuollo et al, 1995) suítes

noríticas se posicionam preferencialmente entre 2,1 a 2,5 Ga, em geral representando um fenômeno de cratonização.

Suíte básica

Os diques da suíte básica, não produziram uma variação suficiente nas razões (e.g. $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$) para fins de se obter um diagrama isocrônico. Contudo, as idades modelo $T^{\text{DM}}(\text{Nd})$ calculadas para a suíte básica variam entre 2,32 e 3,67 Ga (média de $2,91 \pm 0,50$ Ga) [Tabela VII.4], sugerindo a natureza muito antiga do protólito.

Em geral, estas idades modelo $T^{\text{DM}}(\text{Nd})$ [Tabela VII.4] são como as da suíte básica norítica que se situa entre 2,17 e 3,31 Ga (média de $2,75 \pm 0,32$ Ga). As idades modelo $T^{\text{DM}}(\text{Nd})$ do embasamento metamórfico local são um pouco mais elevadas do que aquelas dos diques, distribuindo-se no intervalo de 2,92 a 3,46 Ga (média de $3,11 \pm 0,24$ Ga) e coerentes com o contexto de uma derivação mantélica mais antiga. Uma possível interpretação para este fato, é a de que o material mantélico se estabilizou na litosfera continental entre 200 a 400 Ma depois da formação de grande parte da crosta.

Em síntese, os dados K-Ar, Rb-Sr e Sm-Nd disponíveis até o momento, mostram que o embasamento metamórfico arqueano da porção extremo sul do Cráton do São Francisco, é seccionado por duas gerações de diques máficos pré-cambrianos, afora os diques metabásicos e anfíbolíticos. A geração arqueana (2.658 Ma) encontra-se representada pelos diques da suíte básica norítica, os quais podem estar associados as fases finais do Evento Rio das Velhas (Carneiro et al, 1995 e Carneiro, 1992) e devem ter se colocado depois de encerrado o processo colisional. A geração paleoproterozóica (1.875 Ma), constituída por diques da suíte básica (dados Rb-Sr) e possivelmente pelos DMB, haja visto os dados K-Ar e ^{40}Ar - ^{39}Ar disponíveis para os últimos, relaciona-se ao desenvolvimento do Arco Magmático Mineiro (Teixeira, 1985 e Teixeira et al, 1996a) e seu processo intrusivo pelo menos para aqueles diques da suíte básica deve ter sido concomitante e pouco tempo após aos estágios finais da orogenia transamazônica, responsável pela evolução do referido arco magmático. É possível especular-se que os DA sejam um pouco anteriores aos DMB e aqueles da suíte básica, face aos dados radiométricos e uma vez que os primeiros podem ter se colocado na crosta em condições ainda compressivas ao passo que os últimos podem se relacionar a sistemas tracionais típicos de final de orogenia.

VII.2 - Geoquímica Isotópica

Com os valores de idades obtidos no item anterior, foram calculadas as razões iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Sr_i) e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (Nd_i), e valores de $\epsilon(\text{Sr})$ e $\epsilon(\text{Nd})$ de cada amostra estudada. Estes valores encontram-se na Tabela VII.5 e representam as suítes básico norítica e básica, bem como rochas do embasamento metamórfico.

Suíte Básico Norítica

No diagrama que representa a evolução do Sr de acordo com o modelo do Reservatório Uniforme (UR) ou “Terra Global” (Fig.VII.6), se observa que os diques da suíte básico norítica apresentam um amplo intervalo de Sr_i (0,70009 - 0,70398 para $t_0=2,65$ Ga). Em geral, a maioria das amostras se posiciona acima da linha evolutiva da “Terra Global”, com os valores de $\epsilon(\text{Sr})$ entre +2,0 e +37,4 (Sr_i entre 0,70150 e 0,70398, para $t_0=2,65$ Ga) [Tabela VII.5], o que sugere uma fonte enriquecida nas razões Rb/Sr. Nesse intervalo, encontram-se os tipos menos evoluídos da suíte, bem como a rocha com textura cumulática (amostra 72). Contudo, três amostras dos termos mais evoluídos da suíte (59, 70 e 112) indicam uma fonte empobrecida (Rb/Sr) em relação à “Terra Global” [$\epsilon(\text{Sr})$ entre -15 e -18, Tabela VII.5]. No detalhe da Figura VII.6, observa-se que estas amostras apresentam razões Rb/Sr maiores (0,16) do que a “Terra Global”, com valores opostos a àqueles esperados.

No âmbito dos isótopos de Nd (Fig. VII.7), verifica-se que os diques da suíte básico norítica apresentam um intervalo nas razões Nd_i predominantemente entre 0,50903 e 0,50920 (para $t_0=2,65$ Ga), cujos valores de $\epsilon(\text{Nd})$ encontram-se entre -0,6 a -3,9 (Tabela VII.5). Verifica-se também, que a maioria das amostras estudadas posiciona-se um pouco abaixo ou na linha evolutiva da “Terra Global” (CHUR), sugerindo uma fonte empobrecida nas razões Sm/Nd. Duas amostras [70 e 112: $\epsilon(\text{Nd}) = +5,6$ e $+4,8$ respectivamente, Tabela VII.5], representativas dos termos mais evoluídos da suíte, sugerem uma fonte enriquecida nas razões Sm/Nd em relação à “Terra Global”. Tais amostras, contrariando o esperado, apresentam razões Sm/Nd (0,22) menores do que a “Terra Global” (detalhe da Figura VII.6).

Os valores dos $\epsilon(\text{Nd})$ vs $\epsilon(\text{Sr})$ [Fig.VII.8], indicam que os diques da suíte básico norítica predominantemente derivaram de uma fonte enriquecida em comparação à “Terra Global”. Duas amostras plotam-se no quadrante empobrecido. Adicionalmente, o diagrama sugere a possibilidade de interação dos magmas por parte de crosta sílica arqueana

FIGURA VII.6: Diagrama da evolução isotópica do Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial) no tempo geológico para os diques das suítes básico norítica (■) e básica (Δ) da região de Lavras. Razão $\text{Sm}/\text{Nd} \cong 0,308$; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ primordial = 0,69898; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ atual = 0,7045 (Faure, 1986).

FIGURA VII.7: Diagrama da evolução isotópica do Nd ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ inicial) no tempo geológico, para os diques das suítes básico norítica e básica da região de Lavras. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ primordial = 0,50677; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ atual = 0,512638 (Faure, 1986). Símbolos e legenda como na figura VII.6.

FIGURA VII.8: Diagrama $\epsilon(\text{Nd})$ vs $\epsilon(\text{Sr})$ com valores recalculados para idade de 2,65 Ga representativos dos diques da suite básico norítica de Lavras (■), rochas encaixantes do embasamento metamórfico local e gnaisses adjacentes do Complexo Campo Belo. Os valores atuais da "Terra Global": $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7045$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512638$ (Faure, 1986). Fonte de dados: presente trabalho e Teixeira et al (1996 a e b).

durante o processo intrusivo. Esta interação, poderia estar relacionada com os materiais de composição isotópica semelhantes ao ortogneisse e granulitos encaixantes e/ou em parte do gnaiss do Complexo Campo Belo (Teixeira et al, 1996 a e b) adjacente a área investigada [$\epsilon(\text{Nd}) = -7,3$ a $-3,4$; $\epsilon(\text{Sr}) = -11,9$ a $+91,2$]. Entretanto, esta interação no sentido de assimilação crustal tipo AFC (DePaolo, 1981), não é respaldada pelas correlações entre as razões de Sr_i e Nd_i vs SiO_2 , K_2O , Ba, Rb e Sr (Figura VII.9).

SUÍTE BÁSICO NORÍTICA (2,65 Ga)

Amostra	Rb/Sr	Sm/Nd	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$	$\epsilon(\text{Sr})$	$\epsilon(\text{Nd})$	$T^{\text{DM}}(\text{Nd}) [\text{Ga}]$
54	0,16	0,24	0,70331	0,50915	28,0	-1,6	2,81
54 - 2	-----	0,25	-----	0,50915	-----	-1,5	2,82
54 b	-----	0,24	-----	0,50920	-----	-0,6	2,72
55	0,11	0,25	0,70247	0,50910	16,0	-2,5	3,00
55 - 2	-----	0,26	-----	0,50903	-----	-3,9	3,31
64	0,14	0,22	0,70398	0,50917	37,4	-1,1	2,76
64 - 2	-----	0,23	-----	0,50915	-----	-1,6	2,80
72	0,16	-----	0,70184	-----	7,0	-----	-----
25	0,23	0,23	0,70174	0,50912	6,1	-2,1	2,86
28	0,11	0,25	0,70150	0,50915	2,0	-1,5	2,80
59	0,16	-----	0,70030	-----	-15,0	-----	-----
112	0,16	0,22	0,70017	0,50948	-16,8	4,8	2,24
70	0,16	0,22	0,70009	0,50952	-18,0	5,6	2,17
54 apatita	-----	0,36	-----	0,50926	-----	0,7	-----
64 plagioclásio	-----	0,17	-----	0,50928	-----	0,9	-----
64 apatita	-----	0,34	-----	0,50914	-----	-1,6	-----

SUÍTE BÁSICA (1,9 Ga)

19	0,06	0,29	0,70253	0,51011	3,7	-1,7	2,65
27	0,10	0,29	0,70255	0,50992	4,0	-5,3	3,67
60	0,06	0,30	0,70318	0,51013	13,0	-1,3	2,75
18	0,07	-----	0,70181	-----	-6,4	-----	-----
45	0,06	0,30	0,70245	0,51023	2,7	-0,6	2,32
34	0,07	0,30	0,70186	0,50999	-5,9	-4,0	3,56
30	0,06	-----	0,70299	-----	10,4	-----	-----
100	0,08	0,29	0,70179	0,51009	-6,9	-2,0	2,70
22	0,10	0,28	0,70511	0,51005	40,4	-2,7	2,75

EMBASAMENTO METAMÓRFICO (2,65 Ga)

150	0,03	0,17	0,70251	0,50896	16,3	-5,3	3,04
142	0,98	0,18	0,70720	0,50899	83,1	-4,7	3,00
39	1,32	0,16	0,64442	0,50902	-812	-4,0	2,92
91	0,04	0,22	0,70054	0,50886	-11,9	-7,3	3,46
133	0,02	-----	0,70049	-----	-12,2	-----	-----
wt 12 1b (*)	0,31	0,16	0,71353	0,50907	173,3	-3,2	2,88
wt 4 (*)	0,16	0,15	0,71092	0,50914	136,2	-1,8	2,78
wt 6 a (*)	0,24	0,18	0,70781	0,50906	91,2	-3,4	2,92

Tabela VII.5: Razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, ϵ de (Sr) e (Nd), razões Rb/Sr e Sm/Nd e idades modelo $T^{\text{DM}}(\text{Nd})$ dos diques máficos das suítes básico norítica e básica da região de Lavras, bem como das rochas do embasamento metamórfico local e adjacente. (*) = Amostras do Complexo Campo Belo adjacente, com valores extraídos de Teixeira et al (1996a e b).

FIGURA VII.9: Razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Sri) e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (Ndi) versus SiO₂, K₂O, Ba, Rb, Sr e mg# dos diques da suite básico norítica (■) e do embasamento metamórfico encaixante (*) da região de Lavras. Valores recalculados para $t_0=2,65\text{Ga}$.

Em suma, os dados isotópicos e geoquímicos sugerem para a suíte básico norítica, a existência de dois grupos distintos de magmas, que não foram afetados de maneira significativa por processos de interação crustal siálica durante o processo intrusivo.

Vale ressaltar neste contexto, a possibilidade da atuação de “processos metassomáticos” subcontemporaneamente ao processo de fusão da suíte básico norítica, os quais teriam provocado um enriquecimento de Rb em relação ao Sr e de Nd em relação ao Sm nas amostras que do ponto de vista isotópico plotam-se no quadrante empobrecido (cf. Tabela VII.5). Casos que envolvam “processos metassomáticos” subcontemporaneamente ao processo de fusão, também tem sido relatados para enxames de diques como aqueles do Uruguai (Bossi et al, 1993; Mazzucchelli et al, 1995) e da região Ilhéus-Olivença na Bahia, este último, situado na porção setentrional do Cráton do São Francisco (Bellieni et al, 1991).

Suíte Básica

Os diques da suíte básica apresentam intervalo de variação nas razões Sr_i entre 0,70181 e 0,70318, com valores de $\epsilon(Sr)$ entre -6,4 a +13 (para $t_0=1,9$ Ga) [Tabela VII.5]. Além disso, há uma amostra (22) cujo Sr_i é de 0,70511 e $\epsilon(Sr)$ igual a 40. No diagrama de evolução do Sr com o tempo (Fig.VII.6), verifica-se que a maioria das amostras plota-se acima da linha evolutiva da “Terra Global”, indicativo de uma fonte enriquecida nas razões Rb/Sr. Três amostras (18, 34 e 100) se posicionam um pouco abaixo da referida linha, com valores de $\epsilon(Sr)$ negativos (-6,4; -5,9 e -6,9) [Tabela VII.5].

No diagrama de evolução do Nd com o tempo (Fig. VII.7), observa-se que os diques da suíte básica posicionam-se abaixo do padrão evolutivo da “Terra Global”, no intervalo de razões Nd_i entre 0,50992 e 0,51013 [$\epsilon(Nd) = -5,3$ a $-1,3$, para $t_0=1,9$ Ga]. Apenas a amostra 45 encontra-se posicionada um pouco acima do referido padrão evolutivo [$Nd_i = 0,51023$; $\epsilon(Nd) = 0,6$]. Em geral, as características isotópicas indicam para a suíte básica uma fonte com valores relativamente baixos nas razões Sm/Nd.

A evolução conjunta Nd vs Sr (Fig.VII.10), indica que os diques da suíte básica devem ter se originado de uma fonte enriquecida comparativamente à “Terra Global”. Algumas amostras (e.g. 27 e 22) mostram tendência em se deslocarem para o conjunto dos granulitos e ortognaisses encaixantes [$\epsilon(Nd) = -5,3$ a $-7,3$], sugerindo uma possível contaminação crustal.

FIGURA VII.10: Diagrama $\epsilon(Nd)$ vs $\epsilon(Sr)$ com valores recalculados para idade de 1,9 Ga representativos dos diques da suite básica de Lavras (Δ), rochas encaixantes do embasamento metamórfico local e gnaisses adjacentes do Complexo Campo Belo. Valores atuais da "Terra Global": $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,7045$ e $^{143}Nd/^{144}Nd = 0,512638$ (Faure, 1986). Fonte de dados: presente trabalho e Teixeira et al (1996 a e b).

Todavia, nos diagramas das razões de Sr_i e Nd_i vs SiO_2 , K_2O , Ba, Rb e Sr (Fig. VII.11), não se verificam indícios contundentes da atuação de processos de assimilação crustal envolvendo diques da suíte básica. Em geral, estes diagramas (Fig. VII.11), mostram que a correlação é inexistente no âmbito das razões de Sr_i . No caso das razões de Nd_i observa-se uma correlação negativa com Rb e Ba, a qual não se confirma para outros elementos (e.g. SiO_2 , Sr). Adiciona-se, que os valores de Rb (18 a 144 ppm) e Ba (442 a 1137 ppm) das rochas do embasamento são muito elevados e extremamente diferentes dos diques. Em síntese, identifica-se apenas um conjunto isotópico na suíte básica, o qual não deve ter sido afetado significativamente por processos de assimilação crustal.

Finalizando, como anteriormente salientado, os valores de $\epsilon(Nd)$ e $\epsilon(Sr)$ associados a dados químicos, indicam que a maioria dos diques das duas suítes investigadas não foi afetada por processos de assimilação crustal. Contudo, os valores de $\epsilon(Sr)$ maiores ou iguais a 30 e os valores de $\epsilon(Nd)$ menores ou iguais a 4, podem sugerir processos de interação crustal com materiais seja enriquecido [$\epsilon(Sr)$] como empobrecido [$\epsilon(Sr)$] em relação a “Terra Global” (Fig. VII.12). Diante do exposto, para avaliar as características da fonte magmática serão consideradas principalmente as amostras que estão contidas nos campos A e B da Figura VII.12.

VIII - ASPECTOS PETROGENÉTICOS

VIII.1 - Cristalização Fracionada

Como anteriormente evidenciado pelo comportamento geoquímico tanto para elementos maiores quanto para os traços, os diques das suítes básica e básico norítica, em geral, são compatíveis qualitativamente com magmas em evolução através de um processo de cristalização fracionada a baixa pressão.

Com o objetivo de avaliar quantitativamente este processo de diferenciação, foram realizados cálculos de balanço de massa para elementos maiores, respeitando-se o grau de evolução das amostras (cf. Stormer & Nicholls, 1978) para definir os possíveis caminhos evolutivos de cada suíte envolvida.

FIGURA VII.11: Razões iniciais $^{87}Sr/^{86}Sr$ (Sri) e $^{143}Nd/^{144}Nd$ (Ndi) versus SiO_2 , K_2O , Ba, Rb, Sr e $mg\#$ dos diques da suíte básica (Δ) e do embasamento metamórfico encaixante (*) da região de Lavras. Valores recalculados para $t_0=1,9 Ga$.

FIGURA VII.12: Diagrama $\epsilon(\text{Nd})$ vs $\epsilon(\text{Sr})$ representativo dos diques das suítes básico norítica (■) e básica (Δ), e das rochas do embasamento metamórfico local e adjacente. Os valores de ϵ do embasamento e da suíte básico norítica foram recalculados a 2,65 Ga, enquanto os valores da suíte básica foram recalculados a 1,9 Ga. O quadro A contém as amostras 70 e 112 da suíte básico norítica. O quadro B contém as amostras 25, 28 e 55 da suíte básico norítica e 19, 45, 60 e 100 da suíte básica. "Terra Global" atual: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7045$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512638$ (Faure, 1986). Símbolos e legendas como nas figuras VII.8 e VII.10. Fonte de dados: presente trabalho e Teixeira et al (1996 a e b).

As fases minerais utilizadas são aquelas observadas na petrografia, e suas composições químicas encontram-se nas tabelas concernentes ao item Química Mineral. A composição da olivina (Fo₈₉) foi obtida da literatura (Deer et al, 1992). Esta composição (Fo₈₉), foi calculada levando-se em consideração o índice evolutivo da amostra 64 [mg# (0,15) = 0,724] e um coeficiente de partição de Fe e Mg entre olivina e líquido igual a 0,30 (Roeder & Emslie, 1970).

Em geral, o ajuste para os elementos maiores no processo de cristalização fracionada é considerado bom ou ótimo quando na somatória do quadrados dos resíduos (Σres^2) os valores são inferiores a 0,5 e 0,2 respectivamente. Para sustentar o mencionado processo efetuou-se os cálculos para o ajuste dos elementos traços. Para tal, utilizou-se a equação prevista pela lei de fracionamento de Rayleigh e os coeficientes de partição sólido/líquido para os diversos elementos, cujos dados encontram-se na Tabela VIII.1. Estes dados, se referem a suítes toleíticas e foram extraídos de Marques (1988) e Antonini (1995). Geralmente, o ajuste é considerado razoável, bom e ótimo quando os percentuais dos erros relativos, que representam os valores das concentrações calculadas divididas pelas concentrações observadas, não ultrapassem 30%, 20% e 10%, respectivamente.

	Kd (Ol)	Kd (Cpx)	Kd (Pig)	Kd (Opx)	Kd (Pl)	Kd (Mt)
La	0,01	0,11	0,02	0,03	0,18	0,24
Ce	0,01	0,15	0,03	0,03	0,14	0,22
Nd	0,01	0,30	0,04	0,03	0,10	0,23
Y	0,01	0,40	0,20	0,30	0,02	0,40
Nb	0,04	0,07	0,03	0,03	0,04	0,30
Zr	0,04	0,20	0,08	0,08	0,07	0,30
Ba	0,01	0,05	0,03	0,01	0,40	0,20
Rb	0,05	0,02	0,02	0,01	0,10	0,09
Sr	0,01	0,20	0,03	0,02	1,80	0,08
Cr	2,40	6,00	11,0	14,9	0,06	69,0
Ni	14,0	5,00	8,00	9,33	0,06	15,0

Tabela VIII.1: Valores dos coeficientes de partição sólido/líquido para as diferentes fases minerais utilizadas nos ajustes dos elementos traços nas suítes básica e básico norítica. Kd = coeficiente de partição, Ol = olivina, Cpx = clinopiroxênio, Pig = pigeonita, Opx = ortopiroxênio, Pl = plagioclásio e Mt = magnetita. Fonte: Marques (1988) e Antonini (1995).

Suíte Básico Norítica

Na suíte básico norítica que é dominada por fase fêmica (olivina, piroxênios e $\pm$ magnetitas), os resultados relativos aos elementos maiores e traços para os diques com a

mesma assinatura isotópica, indica que a evolução é compatível com um processo de cristalização fracionada (cf. Tabela VIII.2).

As melhores passagens obtidas para elementos maiores definiram duas possíveis “trajetórias” evolutivas para a suíte básico norítica, a saber (Tab. VIII.2): $64 \Rightarrow 41 \Rightarrow [25 \text{ ou } 38]$ e $54 \Rightarrow 41 \Rightarrow [25 \text{ ou } 38]$. Em geral, o ajuste pode ser classificado como ótimo, pois a soma dos quadrados dos resíduos não ultrapassa 0,15 (veja Tabela VIII.2).

Suíte Básico Norítica

Passagem	OI %	Opx %	Cpx %	Pig %	Pl %	Mt %	F	($\Sigma \text{ res}^2$)
$64 \Rightarrow 41$	16 (I ₀₈₉)	32 (64opx)	13 (64cpx)	-----	35 (64pl)	5 (55mt)	0,67	0,14
$41 \Rightarrow 25$	-----	39 (28opx)	24 (28cpx)	-----	34 (28pl)	3 (55mt)	0,74	0,14
$41 \Rightarrow 38$	-----	62 (25opx)	11 (25cpx)	-----	25 (25pl)	2 (55mt)	0,75	0,15
$54 \Rightarrow 41$	38 (I ₀₈₉)	1 (54opx)	11 (54cpx)	-----	43 (54pl)	8 (55mt)	0,72	0,13

Suíte Básica

$37 \Rightarrow 32$	-----	-----	16 (60cpx)	24 (45pig)	54 (37pl)	6 (45mt)	0,61	0,50
$32 \Rightarrow 34$	-----	-----	24 (45cpx)	16 (45pig)	55 (45pl)	5 (45mt)	0,62	0,22
$90 \Rightarrow 19$	-----	-----	24 (60cpx)	14 (45pig)	56 (37pl)	6 (45mt)	0,44	0,41
$19 \Rightarrow 44$	-----	-----	18 (19cpx)	15 (45pig)	62 (19pl)	5 (100mt)	0,67	0,31
$90 \Rightarrow 100$	-----	-----	22 (60cpx)	16 (45pig)	56 (37pl)	6 (45mt)	0,40	0,38
$100 \Rightarrow 27$	-----	-----	36 (19cpx)	8 (27pig)	52 (100pl)	4 (100mt)	0,85	0,06

Tabela VIII.2: Resultados obtidos na aplicação do modelo de cristalização fracionada para os diques das suítes básica e básico norítica. OI = olivina, Opx = ortopiroxênio, Cpx = clinopiroxênio, Pig = pigeonita, Pl = plagioclásio, Mt = magnetita, F = fração líquida residual, ($\Sigma \text{ res}^2$) = somatória dos quadrados dos resíduos relativos a elementos maiores. (60cpx, pig, etc) = fases minerais utilizadas (amostra 60) cujas composições encontram-se no apêndice 2.

Entretanto, a qualidade dos ajustes para os elementos traços não pode ser considerada como boa, haja visto a significativa dispersão de valores obtidos entre as concentrações calculadas sobre concentrações observadas (Fig. VIII.1). Este fato, é relacionado a valores bem diferentes das razões entre os elementos traços incompatíveis. De fato, ao se analisar detalhadamente o comportamento dos elementos traços nos diagramas de variação do Zr (Fig. VI.7), verifica-se uma ampla dispersão das amostras da suíte básico norítica, dado por valores muito diferentes nas razões destes elementos (e.g. $\text{Zr/La} = 5,3$ a $8,9$). Desse modo, nas “trajetórias” evolutivas cujas amostras apresentam a mesma razão Zr vs traços, o ajuste é ótimo e torna-se cada vez pior a medida que a diferença entre estas razões aumentam. Um exemplo na suíte básico norítica, pode ser dado pela “trajetória” $41 \Rightarrow 25$ (Fig. VIII.1), cujos valores nas razões Zr/La ($5,4$ vs $5,4$) e Zr/Ce ($3,3$ vs $3,0$) [Fig. VI.7] são próximos e o ajuste tanto para o La quanto para o Ce podem ser considerados ótimos. A

mesma “trajetória” apresenta razões Zr/Y muito diferentes (2,7 vs 4,3) propiciando um ajuste péssimo para o elemento Y (conc. calculada/conc. observada = 1,75)[Fig. VIII.1].

Cabe notar, que as concentrações calculadas para Cr e Ni, invariavelmente afastam-se dos valores observados (Fig. VIII.1). Em geral, este comportamento pode estar relacionado ao fracionamento de sulfetos

Suíte Básica

Para os diques da suíte básica, onde os plagioclásios devem ter sido mais importantes no processo de cristalização fracionada, o balanço de massa também indica uma evolução compatível com a separação dos fenocristais presentes nesta suíte (cf. Tabela VIII.2).

Três possíveis “trajetórias” evolutivas foram definidas pelos elementos maiores: a) $37 \Rightarrow 32 \Rightarrow 34$; b) $90 \Rightarrow 19 \Rightarrow 44$ e c) $90 \Rightarrow 100 \Rightarrow 27$. A soma dos quadrados dos resíduos situa-se predominantemente entre 0,2 e 0,5 e o ajuste pode ser qualificado como bom (veja Tabela VIII.2).

Na suíte básica, no âmbito dos elementos traços, bons ajustes podem ser observados nas “trajetórias” $32 \Rightarrow 34$ e $100 \Rightarrow 27$ (Fig. VIII.1). Contudo, as demais “trajetórias” mostram-se razoáveis (i.e. $19 \Rightarrow 44$) ou péssimas (e.g. $37 \Rightarrow 32$). Em geral, um determinado elemento (e.g. Nb) não apresenta os mesmos valores de concentrações calculadas sobre observadas, nas diferentes “trajetórias” evolutivas que possam ser consideradas boas ou razoáveis (Fig. VIII.1).

Do mesmo modo que a suíte básico norítica, a análise detalhada do comportamento destes elementos nos diagramas Zr vs traços (Fig.VI.7), revela que eles apresentam significativas diferenças em suas razões na passagem evolutiva de uma amostra para outra. Via de regra, tais amostras não se alinham para formar uma reta passando pela origem. Na “trajetória” da amostra 90 para a amostra 100 (Fig VI.7) o alinhamento é perfeito para o Y (razões Zr/Y similares: 3,6 vs 3,6) e conseqüentemente verifica-se um bom ajuste para este elemento (Fig. VIII.1). Vale salientar que na mesma “trajetória” ($90 \Rightarrow 100$), não se observa o alinhamento das amostras para o Nb (razões Zr/Nb diferentes: 10,2 vs 15,1) propiciando um ajuste de péssima qualidade (Fig. VIII.1).

Como anteriormente assinalado, Cr e Ni sempre apresentam ajustes de péssima qualidade podendo estar associado ao fracionamento de sulfetos.

FIGURA VIII.1: Razões entre as concentrações de elementos traços calculadas e observadas nas passagens selecionadas para os diques das suítes básico norítica (■) e básica (Δ) da região de Lavras (MG).

Em síntese, a evolução das suítes básica e básico norítica estão de acordo com um processo de cristalização fracionada (cf. elementos maiores), a partir de magmas genitores distintos do ponto de vista composicional (i.e. pequena heterogeneidade), no âmbito de cada suíte. Isto é suportado pelas variações nos valores das razões Zr vs traços, que indicam fontes diferentes tanto para a suíte básica como para a básico norítica (i.e. heterogeneidade composicional em maior escala). Vale ressaltar, que os cálculos realizados não apoiam a hipótese de que a evolução da suíte básica, teria se dado a partir da suíte básico norítica e vice-versa.

VIII.2 - Inferências sobre a natureza da fonte

No estudo geoquímico (Cap. VI.3) verificou-se que os diques pré-cambrianos da região investigada, são representados pelas suítes básica e básico norítica, as quais apresentam entre si significativas diferenças no quimismo. Em geral, aqueles da suíte básico norítica mostram-se mais enriquecidos, por exemplo, em SiO_2 , K_2O , Rb, Sr e Ba relativamente aos da suíte básica.

Com o objetivo de obter algumas informações adicionais acerca do quimismo e da natureza das fontes que originaram os diques das suítes envolvidas, foram efetuados os padrões de distribuição de elementos menores e traços normalizados ao manto primitivo proposto por Sun & McDonough (1989). Para tal, utilizaram-se amostras anteriormente caracterizadas como não contaminadas na crosta (Cap. VII.2), a saber: a) suíte básico norítica: amostras 25, 28 e 55 posicionadas no quadrante [$\epsilon(\text{Nd})$ vs $\epsilon(\text{Sr})$] enriquecido (próximas a “Terra Global”) e as amostras 70 e 112 posicionadas no quadrante empobrecido; b) suíte básica: amostras 19, 45, 60 e 100 posicionadas no quadrante enriquecido, próximas a “Terra Global” (Fig VII.12).

Suíte Básico Norítica

Em geral, a suíte básico norítica é caracterizada pelas anomalias negativas de Nb, P, Sm e Ti (Fig. VIII.2). As razões $\text{La}_\text{N}/\text{Nb}_\text{N}$ apresentam valores entre 1,09 a 1,94, com média de $1,52 \pm 0,32$.

FIGURA VIII.2: Padrões de abundância de elementos menores e traços incompatíveis normalizados em relação ao manto primitivo (Sun & McDonough, 1989) das amostras isotopicamente selecionadas pertencentes aos diques da suíte básico norítica (□ - quadrante empobrecido e ■ - quadrante enriquecido) da região de Lavras (MG). Os valores de mg# [$Mg^{+2}/Mg^{+2}+Fe^{+2}$ ($Fe_2O_3/FeO=0,15$)] para cada amostra estão indicados no canto superior direito da figura. Ba, K, Nb, P, Zr, Ti e Y obtidos por fluorescência de raios-X (FRX); La, Ce, Eu, Yb, Lu, Th e Hf obtidos por ativação neutrônica (INAA); Rb, Sr, Sm e Nd obtidos por diluição isotópica (DI).

É importante destacar, que estas características são observadas seja para as amostras do grupo situadas no quadrante isotopicamente empobrecido (Fig. VIII.2), como para o grupo das amostras situadas no quadrante isotopicamente enriquecido.

Observa-se que a amostra 25 (grupo enriquecido) está situada bem próxima das amostras do grupo empobrecido (70 e 112), mesmo sendo menos evoluída [$mg\# = 0,64$] do que aquelas do grupo empobrecido [$mg\# = 0,50$ e $0,51$] (Fig. VIII.2).

Como anteriormente evidenciado (veja ETR), este tipo de diagrama revela que houve um processo de enriquecimento em elementos mais incompatíveis, o qual deve ter ocorrido subcontemporaneamente ao processo de fusão que gerou os diques do grupo isotopicamente empobrecido, ou de maneira precedente como no processo de fusão responsável pelo grupo isotopicamente enriquecido.

As anomalias negativas de Nb e os valores relativamente elevados das razões La_N/Nb_N , indicam para a suíte básico norítica uma fonte que em tempos anteriores a fusão pode ter sofrido contaminação por material crustal (e.g. associados a antigos processos de subducção). Alternativamente, pode se pensar em uma fonte com minerais do tipo “titanatos” (e.g. rutilo, ilmenita, esfeno), os quais reteriam no resíduo após fusão parte substancial das concentrações de Ta e Nb (e.g. Hellman & Green, 1979; McCulloch & Gamble, 1991; Rivalenti et al, 1995).

Suíte Básica

Na suíte básica verificam-se significativas anomalias negativas de Ba, K, Sr, Sm e Eu (Fig. VIII.3). As razões La_N/Nb_N variam entre 0,93 a 1,08 e a média obtida é de 1,02 $\pm$ 0,06. Vale ressaltar, que isotopicamente as amostras da suíte básica posicionam-se próximas a “Terra Global” e que evolutivamente são muito similares [$mg\# = 0,44$ a $0,49$].

No âmbito dos elementos mais incompatíveis, observa-se uma anomalia positiva de Th relativamente ao Ba e K (Fig. VIII.3). Observa-se também, as anomalias negativas de Sr e Eu, as quais demonstram a importância do fracionamento do plagioclásio nesta suíte.

Para a suíte básica, a anomalia tendencialmente positiva de Nb e os valores das razões La_N/Nb_N próximas a 1,0, não favorecem a hipótese de uma fonte que tenha sofrido significativa participação de material crustal. Estes dados não favorecem também, a hipótese de uma fonte cujo resíduo após fusão mostra-se enriquecido em minerais do tipo “titanatos”.

FIGURA VIII.3: Padrões de abundância de elementos menores e traços incompatíveis normalizados em relação ao manto primitivo (Sun & McDonough, 1989) das amostras isotopicamente selecionadas pertencentes aos diques da suite básica (Δ) da região de Lavras (MG). Os valores de mg# [$Mg^{+2}/Mg^{+2}+Fe^{+2}$ ($Fe_2O_3/FeO=0,15$)] para cada amostra estão indicados no canto superior direito da figura. Ba, K, Nb, P, Zr, Ti e Y obtidos por fluorescência de raios-X (FRX); La, Ce, Eu, Yb, Lu, Th e Hf obtidos por ativação neutrônica (INAA); Rb, Sr, Sm e Nd obtidos por diluição isotópica (DI).

Importantes diferenças são assinaladas entre as suítes básica e básico norítica, além da anomalia positiva de Th de ocorrência restrita na suíte básica (Fig.VIII.3). Conforme anteriormente antecipado, a suíte básico norítica é caracterizada por anomalias negativas de Nb, P, Sm e Ti, enquanto na suíte básica destacam-se as anomalias negativas de Ba, K, Sr e Eu (Figs. VIII.2 e VIII.3).

Em suma, os padrões de distribuição dos elementos traços e outros elementos incompatíveis (e.g. K), sugerem uma origem para as suítes básica e básico norítica a partir de fontes distintas. As amostras das duas suítes investigadas que apresentam características isotópicas similares (i.e. plotam-se no quadrante enriquecido, próximas a “Terra Global”) são geoquimicamente bem distintas. Por outro lado, a suíte básico norítica demonstra “trends” geoquímicos internos semelhantes, embora apresente uma diferença isotópica muito importante em termos de $\epsilon(\text{Nd})$ vs $\epsilon(\text{Sr})$.

As diferenças geoquímicas e isotópicas relatadas são também condizentes com processos magmáticos de idades diferentes conforme aqui demonstrado, a saber: suíte básico norítica situada no Neoarqueano (2,65 Ga) e suíte básica no Paleoproterozóico (1,9 Ga).

IX - COMPARAÇÃO COM OUTROS ENXAMES DE DIQUES MÁFICOS

Conforme anteriormente demonstrado, os dados K-Ar, Rb-Sr, U-Pb e Sm-Nd, aliados a dados de campo, registram a existência de pelo menos 5 grandes eventos de intrusivas básicas na porção meridional do Cráton do São Francisco. O primeiro (2,65 Ga), representado pela suíte básico norítica deve estar relacionado às fases distensivas finais da cratonização do Complexo Campo Belo (Teixeira et al, 1996a). O segundo evento (1,9 Ga), reforçado por dados de campo, possivelmente esteja relacionado às fases finais do Cinturão Mineiro (Teixeira, 1985) e sua colocação é aproximadamente concomitante às intrusões graníticas transamazônicas distribuídas pela região (e.g. Granito Tabuões). O terceiro evento (1,5-1,7 Ga), tentativamente pode estar associado às fases distensivas iniciais que aparecem nas extremidades meridionais do Sistema Espinhaço, tal qual os eventos ígneos (granitos e vulcânicas) descritos por Silva (1992), Dussin (1994) e Silva et al (1996). O quarto evento é representado pelos pulsos pré-cambrianos mais jovens (1,0-0,9 Ga) no âmbito cratônico e

deve estar relacionado às fases distensivas finais do Sistema Espinhaço. Interessante notar que, tais pulsos foram registrados também através de dados $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ nos enxames de diques máficos de Salvador (Renne et al, 1990). O quinto e último evento (Mesozóico), parece se distribuir por todo o segmento meridional e deve se relacionar com a fragmentação do Gondwana e conseqüentemente a evolução do vulcanismo da Bacia do Paraná.

A Tabela IX.1 resume características petrográficas, geoquímicas e isotópicas disponíveis, dos principais enxames situados à norte da região de Lavras (MG) e na porção meridional do Cráton do São Francisco.

Nela pode-se observar que os diques do grupo IV descritos por Silva (1992) e Silva et al (1996), com distribuição no Quadrilátero Ferrífero (QF) e idade K-Ar de 120 Ma, a julgar pelos dados petrográficos, podem pertencer a mesma família dos diabásios Santa Cruz descritos por Carneiro (1992) no Complexo Bonfim. Em Lavras foram inferidos alguns corpos deste grupo, com base nas características geoquímicas e uma datação K-Ar de 127 ± 3 Ma, conforme já antecipado.

O grupo de diques III (Tabela IX.1) também descritos por Silva (1992) no QF e Espinhaço Meridional (EM), apresentam idade Pb-Pb igual a 655 Ma e U-Pb (zircão/badeleita - intercepto inferior) igual a 618 Ma, as quais recentemente são interpretadas como decorrência de processos metamórficos (Silva et al, 1996). Tais processos, possivelmente favoreceram a mobilização dos elementos químicos a ponto deste grupo apresentar uma razão $\text{La}_\text{N}/\text{Sm}_\text{N}$ muito elevada (6,9), a qual não encontra correspondentes até o presente na porção sul do Cráton do São Francisco. Adicionalmente, Silva et al (1996) sugerem que o grupo de diques III façam parte de um conjunto mais antigo que foi parcialmente afetado por ocasião da evolução do Ciclo Brasileiro.

Os diques não metamórficos ricos em “LILE” (elementos litófilos de íons de grandes tamanhos) de Ribeirão das Neves, MG (Chaves, 1996), podem estar relacionados com os diques alto K da região de Pará de Minas (Teixeira et al, 1988) como indicam suas idades Rb-Sr e K-Ar.

	DIQUES DE RIBEIRÃO DAS NEVES		DIQUES DE PARÁ DE MINAS		DIQUES DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO E ESPINHAÇO MERIDIONAL				DIQUES DO COMPLEXO METAMÓRFICO BONFIM			
					Gr I	Gr II	Gr III	Gr IV	A. Par.	A. Can	Metad.	Diab.
Petrografia	Textura granoblástica a granonematoblástica.	Textura subofítica a ofítica	textura granoblástica a porfirítica	a mesma	Textura granoblástica a lepidoblástica	Textura blasto subofítica	Textura blasto intergranular	Textura intergranular	textura granoblástica a granonematoblástica	Textura granematoblástica	Textura blastointergranular	Textura intergranular
minerais	pl,anf,aug, il, granada	pl, aug, il e ap	pl, anf, aug. Epidotizados	a mesma	pl, cl, qz e il	pl, anf, aug, tre, act	pl, aug, il, anf.	pl, aug, op.	pl, anf, qz e op.	pl, anf, qz e op.	pl, anf, biot, op, qz	pl, aug, op, anf.
metamorfismo	fácies anfibolito	ausente	xistos verdes a anfibolítico	o mesmo	fácies anfibolito	fácies anfibolito	fácies anfibolito	ausente	fácies anfibolito	fácies anfibolito	fácies xistos verdes	ausente
geoquímica	La/Sm 1,1-1,8	La/Sm 2,2-2,8 ricos em LILE	AltoK 1 a 5%	Baixo K < 1%	La/Sm $\cong 3,68$	La/Sm 1,3-1,8	La/Sm $\cong 6,9$	ver figura	ver figura	ver figura	ver figura	ver figura
idade	K-Ar anf ~2,0 Ga	K-Ar pl ~0,9 Ga Rb-Sr 1,03 Ga	K-Ar rt e pl 0,5-0,7 e 0,9-1,0 Ga	K-Ar anf 1,7-1,5 e 1,9-2,1 Ga	U-Pb badel. 1,71 Ga	U-Pb badel. 0,90 Ga	Pb-Pb badel 0,65 Ga U-Pb badel. 0,61 Ga	K-Ar 0,12 Ga.	K-Ar anf 1,9 a 2,1 Ga	K-Ar anf 1,7 Ga	K-Ar anf 1,0 Ga	
Fonte	1	1 e 2	2	2	3	3 e 5	3	3	4	4	4	4

Tabela IX.1: Quadro comparativo dos enxames de diques máficos pertencentes a porção meridional do Cráton do São Francisco e adjacentes ao enxame de Lavras. Anf = anfibolito, pl = plagioclásio, badel = badeleita, aug = augita, qz = quartzo, op = opacos, biot = biotita, il = ilmenita, cl = clorita, tre = tremolita, act = actinolita e ap = apatita. La/Sm = La_N/Sm_N ; Gr = grupo; A. Par = anfibolitos Paraopeba, A. Can = anfibolitos Candeias; Metad = metadiabásio Conceição de Itaguá e Diab = diabásio Santa Cruz. (1) = Chaves, 1996; (2) = Teixeira et al, 1988 e Teixeira et al, 1996c; (3) = Silva et al, 1996 e Silva, 1992; (4) = Carneiro, 1992; (5) = Abreu, 1991.

O enxame de diques do grupo II (Silva, 1992) das regiões do QF e EM (U-Pb = 906 ± 2 Ma; Abreu, 1991), cujos valores nas razões La_N/Sm_N são um pouco distintas (1,3-1,8 vs 2,2-2,8) daquelas dos diques não metamórficos de Ribeirão das Neves, também podem pertencer a esta família. Alternativamente, o grupo II pode se relacionar com os diques metamórficos de Ribeirão das Neves, a julgar pela similaridade no intervalo das razões La_N/Sm_N (1,1-1,8).

A intrusão dos enxames de diques do grupo I no QF e EM apresentam idade U-Pb (badeleita) de 1714 ± 5 Ma (Silva et al, 1996) e não encontram similares na porção sul do cráton, exceto os diques baixo K do enxame de Pará de Minas que sugerem através dos anfibólitos idades K-Ar no intervalo de 1,7-1,5 Ga.

Os diques anfibolíticos Candeias e Paraopeba do Complexo Bonfim (Carneiro, 1992) e os diques metamórficos de Ribeirão das Neves (Chaves, 1996), ambos com idades K-Ar (anfibólitos) entre 1,7 a 2,1 Ga, mostram fortes semelhanças geoquímicas (Fig. IX.1) com os diques da suíte básica da região de Lavras. Estas semelhanças sugerem uma única família cuja idade intrusiva situar-se-ia em 1,9 Ga, como já evidenciado anteriormente para os diques desta suíte. Todavia, a idade de intrusão dos diques anfibolíticos tipo Paraopeba é inferida como arqueana por Carneiro (1992), uma vez que as idades K-Ar (anfibólitos) de 1,9 a 2,1 Ga (Tabela IX.1) retratam tão somente os sucessivos eventos metamórficos. Esta inferência aparentemente é corroborada por dados Sm-Nd em um desses exemplares (Teixeira et al 1996a).

Cumprе ressaltar, que do ponto de vista cronológico e geoquímico nenhum dos enxames abordados na porção sul do cráton mostra correlação com os diques da suíte básico norítica (2,65 Ga) da região de Lavras (Tabela IX.1; Fig. IX.1).

No âmbito da porção setentrional do Cráton do São Francisco, merece destaque o enxame de diques toleíticos de Uauá (Bahia) [Bastos Leal et al, 1994; Menezes Leal et al, 1995; Bellieni et al, 1995] que são “contemporâneos” a suíte básica do enxame de Lavras (MG). Duas isócronas minerais (Bastos Leal et al, 1994) identificaram a existência de duas gerações de diques em Uauá (2384 ± 114 Ma e 1983 ± 31 Ma). Naquela região, um outro grupo de diques de composição norítica é assinalado na área (Oliveira, 1993), todavia os levantamentos geoquímicos e geocronológicos encontram-se atualmente em andamento (Oliveira, 1996, comunicação verbal).

FIGURA IX.1: Diagramas de variação mg# valores versus elementos maiores (% em peso) e traços (ppm) dos campos representativos dos diques das suítes básico norítica (campo com linha contínua) e básica (campo com linha tracejada) da região de Lavras, bem como dos grupos de diques representativos das seguintes localidades: 1) Complexo Bonfim: P=anfíbolitos Paraopeba; C=anfíbolitos Candéias; M=metadiabásio Conceição do Itaguá; D=diabásio Santa Cruz, posicionados na porção sul do Cráton do São Francisco (CSF); 2) diques de Ribeirão das Neves (MG) posicionados à oeste de Belo Horizonte e na porção sul do CSF; 3) diques não metamórficos de Uauá, Bahia, posicionados na porção setentrional do CSF; 4) diques dos escudos da Antártica e Finlândia. Fonte de dados: presente trabalho; Carneiro (1992); Chaves (1996); Bellieni et al (1995); Sheraton et al (1987); Collerson & Sheraton (1986); Vuollo et al (1995).

FIGURA IX.1: continuação.

FIGURA IX.1: continuação.

A comparação entre os diques da suíte básica de Lavras e os diques não metamórficos (não contaminados) de Uauá (Bellieni et al, 1995), revela que os últimos são similares aos exemplares menos evoluídos da suíte básica. Em particular quando se observa o comportamento do SiO_2 , CaO , FeO , K_2O , Ba , Rb , Sr , La , Ce e Zr (Figura IX.1). Os diques de Uauá apresentam assinatura isotópica comparável aos exemplares da suíte básica de Lavras. Apesar de se posicionarem predominantemente no quadrante enriquecido relativamente a “Terra Global” (Figura IX.2) encontram-se um pouco deslocados à esquerda devido aos valores negativos do ϵ (Sr), mostrando ainda uma maior variação no intervalo do ϵ (Nd) [-0,8 a -8]. Adicionalmente, no diagrama da Figura IX.3, verifica-se que os diques não contaminados de Uauá e da suíte básica apresentam o mesmo intervalo de valores nas razões La/Nb e Zr/Nb , reafirmando as similaridades entre as fontes magmáticas envolvidas e, sugerindo conseqüentemente um comportamento mantélico geoquimicamente similar entre as regiões de Lavras e Uauá no Paleoproterozóico.

A comparação com enxames de diques máficos de outros segmentos cratônicos, como na Finlândia (Vuollo et al, 1995) e na Antártica (Collerson & Sheraton, 1986; Sheraton et al, 1987; Kuehner, 1989) sugere uma evolução similar a da porção extremo sul do Cráton do São Francisco. Como pode se observar nos diagramas de variação da Figura IX.1, os diques da suíte básica norítica (2,65 Ga) revelam semelhanças composicionais com os diques noríticos da Finlândia (2,45 Ga) e os diques de alto MgO da Antártica (2,42 Ga). Também nas razões La/Nb e Zr/Nb eles se assemelham, sendo que os últimos apresentam valores mais próximos da suíte básica norítica (Figura IX.3).

Os diques da suíte básica de Lavras (1,9 Ga), exceto para Rb e Y (Figura IX.1), apresentam nítidas semelhanças composicionais com os diques toleíticos ricos em ferro da Finlândia (1,97 Ga). Estes últimos no diagrama La/Nb vs Zr/Nb estão posicionados próximos a suíte básica (Figura IX.3).

Em suma, a exemplo de alguns outros crátons no mundo, a porção extremo sul do Cráton do São Francisco é caracterizada por importantes feições intrusivas na forma de enxames de diques, representativas de um magmatismo toleítico que se desenvolveu em grande parte no Paleoproterozóico (2,3 a 1,9 Ga). No Neoarqueano todavia (2,65 Ga), o magmatismo intrusivo se iniciou na porção extremo sul do fragmento arqueano meridional.

FIGURA IX.2: Diagrama $\epsilon(\text{Nd})$ vs $\epsilon(\text{Sr})$ com valores recalculados para 1,9 Ga dos diques não metamórficos e não contaminados de Uauá (Bahia), pertencentes a porção setentrional do Cráton do São Francisco. Suíte básica de Lavras ($t_0=1,9$ Ga) representada pelo campo com linha tracejada. Linhas contínuas formam os campos das amostras da suíte básico norítica de Lavras ($t_0=2,65$ Ga). "Terra Global" atual: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7045$; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512638$ (Faure, 1986). Fonte de dados: presente trabalho; Bellieni et al (1995).

FIGURA IX.3: Diagrama Zr/Nb versus La/Nb das amostras isotopicamente selecionadas e representativas da suíte básico norítica (■) e suíte básica (Δ) da região de Lavras (MG), em comparação com aquelas dos diques de Uauá (Bahia) e diques dos escudos da Antártica e Finlândia. Linha tracejada une amostras da suíte básica e linha contínua une amostras da suíte básico norítica. Demais símbolos como na figura IX.1. Fonte de dados: presente trabalho; Bellieni et al (1995); Sheraton et al (1987); Collerson & Sheraton (1986); Vuollo et al (1995).

Este magmatismo revela uma fonte mantélica caracterizada por altas concentrações em SiO_2 , MgO , Cr , Ni , K_2O , Ba , Rb e Sr , e baixas concentrações em elementos de alta densidade de carga (e.g. Ti , Nb). Já no Paleoproterozóico, as características da fonte praticamente inverteram, ou seja, apresenta-se relativamente com baixas concentrações em elementos litófilos com íons de grande tamanho (“LILE”) e altas em elementos de alta densidade de carga (“HFSE”).

X - CONCLUSÕES

Os estudos efetuados neste trabalho permitem sumarizar as seguintes conclusões e implicações de ordem tectônica:

1) Os diques máficos metamórficos e não metamórficos investigados se distribuem preferencialmente à oeste da Serra de Bom Sucesso. Em geral, orientam-se predominantemente a N 40°-60° W, N20°-40°E, e subordinadamente a N-S, N50°-70°E, N10°-30°W e E-W. Os diques metamórficos mostram ligeira predominância de direções NE e NS, semelhantes a direção da Serra de Bom Sucesso.

2) Petrograficamente os diques podem ser subdivididos em: a) diques básico noríticos (DBN), b) diques básicos 1 e 2 (DB₁ e DB₂), c) diques metabásicos (DMB) e d) diques anfíbolíticos (DA). Os DA mostram nítidas feições de transformação mineral, fruto da atuação de processos metamórficos no grau anfíbolito. Nos DMB as feições indicam atuação de processos mais brandos do tipo epidoto-anfíbolito. Os processos metamórficos assinalados nos DA e DMB devem estar associados a deformações do tipo cisalhamento longitudinais aos corpos tabulares, ou seja, os esforços se desenvolveram na mesma direção dos diques afetando-os em seu comprimento, portanto com possibilidades de atuação concomitante de fluidos quimicamente ativos. A sequência de cristalização sugerida na petrografia para os diques da suíte básico norítica (olivina-bronzita-augita-plagioclásio-opacos) é diferente daquela para os diques da suíte básica (plagioclásio-augita-hiperstênio-pigeonita-opacos).

3) Dados sobre o quimismo das fases minerais, reafirmam, através das temperaturas de cristalização, as sequências sugeridas pela petrografia. Revelam adicionalmente, que a evolução dos piroxênios é típica de suítes toleíticas e que diferenças composicionais entre os minerais da suíte básico norítica e suíte básica residem preferencialmente nos piroxênios, que são mais magnesianos e menos cálcicos nos primeiros. Por outro lado, os plagioclásios da suíte básica são um pouco mais sódicos.

4) As classificações geoquímicas utilizadas mostram que os diques máficos investigados possuem afinidade toleítica. O fraco enriquecimento em FeO_T demonstrado pelos diques da suíte básico norítica deve estar ligado a um fracionamento de olivinas e piroxênios ± magnetitas.

5) Os dados geoquímicos dos elementos maiores e traços revelam que a suíte básico norítica é composicionalmente diferente da suíte básica. Quando confrontadas, a suíte básico norítica é destacadamente enriquecida em SiO_2 , K_2O , Rb, Sr e Ba e empobrecida em FeO, CaO e Y. Também é caracterizada pelas baixas concentrações em “HFSE”. Adicionalmente, as razões Zr/elementos traços incompatíveis acentuam as diferenças assinaladas entre as suítes, por exemplo, os valores nas razões Zr/La da suíte básica (8,8 a 17,7) são sempre maiores do que aquelas da suíte básico norítica (5,3 a 8,9). Este comportamento sugere duas famílias geoquímicas distintas relacionadas a magmas genitores diferentes. Um pequeno grupo de amostras da suíte básica mostra-se diferente do conjunto, tratando-se possivelmente de diques mesozóicos devido as suas semelhanças composicionais e uma datação K-Ar similar (127 ± 3 Ma) com diques dessa idade datados na extremidade sul do Sistema Espinhaço.

6) Os elementos terras raras (ETRs) reafirmam a existência de 2 famílias geoquímicas de diques máficos, uma representada pela suíte básico norítica e outra pela suíte básica. A suíte básico norítica mostra razões La_N/Yb_N no intervalo de 3,6 a 6,1 e La_N/Sm_N entre 2,9 e 3,5, enquanto na suíte básica as razões La_N/Yb_N são de 1,6 a 2,3 e La_N/Sm_N entre 1,4 e 1,8.

7) Os diques metamórficos são composicionalmente semelhantes aos diques da suíte básica, contudo, alguns elementos (e.g. K, Rb, Sr) sofreram mobilização no processo metamórfico devendo, como tal, mascarar em parte a real evolução destas suítes.

8) Os dados Rb-Sr, Sm-Nd e K-Ar indicam a ocorrência de duas gerações pré-cambrianas de magmatismo fissural na região. A primeira representada pelos diques da suíte básico norítica foi datada em 2.658 Ma e a segunda representada pelos diques da suíte básica datada em cerca de 1.875 Ma. A Serra de Bom Sucesso constituída por rochas do Super Grupo Minas, cujo metamorfismo se deu entre 2,0 e 2,1 Ga (Noce, 1995; Babinski et al, 1995), é seccionada pelos diques da suíte básica e aqueles metamórficos tipo DMB ou DA.

9) Os valores de $\epsilon(\text{Nd})$ vs $\epsilon(\text{Sr})$ indicam que os diques da suíte básica e básico norítica predominantemente derivaram de uma fonte enriquecida em relação a “Terra Global”. Duas amostras da suíte básico norítica plotam no quadrante empobrecido do diagrama de correlação, aventando assim a presença de variações internas na fonte isotópica. Nenhuma das suítes mostra evidências isotópicas e geoquímicas de terem sido afetadas de

maneira significativa por processos de interação crustal durante a intrusão. Contudo, a suíte básico norítica pode ter sofrido “processos metassomáticos” subcontemporaneamente ao processo de fusão, os quais provocaram enriquecimento de Rb e Nd em relação a Sr e Sm respectivamente, em parte do conjunto da suíte que está no quadrante empobrecido.

10) A evolução das suítes básica e básico norítica está quantitativamente de acordo com um processo de cristalização fracionada a partir de magmas que apresentam pequena heterogeneidade química no âmbito de uma mesma suíte. Contudo, os magmas das duas suítes apresentam entre si heterogeneidade composicional em grande escala, em decorrência da derivação de duas fontes geoquímicas distintas. Uma propiciou a geração dos diques da suíte básico norítica, e é caracterizada pelo destacado enriquecimento em elementos mais incompatíveis em relação ao manto primitivo e por anomalias negativas de Nb, P, Sm e Ti. A outra fonte, propiciou os diques da suíte básica e é caracterizada por um menor enriquecimento dos elementos incompatíveis em relação ao manto primitivo e pelas anomalias negativas de Ba, K, Sr e Eu e anomalia positiva de Th. Para as duas suítes do tipo toleítico o grau de fusão deve ter sido ao menos da ordem de 10%.

11) Na suíte básico norítica os dois conjuntos isotópicos assinalados indicam uma fonte litosférica caracterizada pela heterogeneidade química e isotópica, conseqüentemente uma fonte onde as correntes convectivas foram praticamente ausentes por centenas de milhões de anos. O manto litosférico no Neoarqueano corroborado pelas idades modelo T^{DM} (Nd) das rochas da suíte básico norítica e com base na existência da anomalia negativa de Nb, pode ter sido fertilizado (metassomatizado) através de um processo de subducção envolvendo crosta oceânica e/ou sedimentos terrígenos continentais e crosta continental reciclada. Os fluídos destes componentes crustais e crosta oceânica subductada, propiciaram a formação de magmas enriquecidos em SiO_2 , K_2O , “LILE” e ETRL, por exemplo.

Evolução semelhante tem sido indicada para diferentes tipos de boninitos (e.g. Crawford et al, 1989), bem como para diques noríticos (e.g. Hall & Hughes, 1990). Os diques da suíte básico norítica possivelmente se encaixaram na crosta continental sob regimes tectônicos extensionais, os quais consentiram a intrusão após o Evento Rio das Velhas ocorrido há 2780 - 2700 Ma.

12) Os diques da suíte básica também devem ter se alojado na crosta continental, durante um regime tectônico extensivo que se desenvolveu de maneira

concomitante e logo após a orogenia transamazônica (Cinturão Mineiro), a julgar, respectivamente pelos diques metamórficos tipo DA e DMB que possivelmente foram intrudidos em regime tectônico transicional a aquele extensivo que consentiu a colocação dos diques não metamórficos. As características da fonte litosférica ao final do Paleoproterozóico, parecem ter sido diferentes daquelas do Neoarqueano, a julgar pela geração de magmas com concentrações mais elevadas em “HFSE” e mais baixas em “LILE” como este que propiciou os diques da suíte básica.

13) Isótopos de Nd e Sr e dados geoquímicos revelam que a suíte básico norítica é diagnosticada, até o momento, exclusivamente na porção extremo sul do Cráton do São Francisco, indicando para a região de Lavras composições distintas do manto litosférico subcontinental em relação as demais áreas cratônicas. Recentes estudos tem destacado a presença de corpos noríticos intrusivos na porção setentrional do cráton a oeste do enxame de diques de Uauá.

A suíte básica, por outro lado, composicionalmente pode ser considerada similar ao enxame do Complexo Bonfim bem como aquele posicionado à oeste de Belo Horizonte (Rib. das Neves), ambos na parte sul cratônica. No âmbito do segmento setentrional do cráton, os diques paleoproterozóicos de Uauá (Bahia) são os que apresentam semelhanças químicas e isotópicas com os diques da suíte básica de Lavras. Desse modo, pelo menos em termos do Paleoproterozóico (2,3 a 1,9 Ga) é possível aventar a existência de um manto subcontinental, geoquimicamente similar em varias porções do Cráton do São Francisco. Tal possibilidade, é descartada no contexto da Plataforma Sul Americana, a julgar pelas diferentes características químicas e isotópicas apresentadas entre os diques de Uauá e aqueles do Uruguai (1,9 - 1,7 Ga) situados no Cráton Rio de La Plata (Bellieni et al, 1995). Neste caso, a evolução do manto subcontinental na Plataforma deve ter sido diferenciada, como reflexo do desenvolvimento de processos distintos durante a evolução continental.

14) Outros escudos pré-cambrianos (e.g. Antártica, Finlândia), apresentam diques com idades e composição semelhantes aos da suíte básica e básico norítica, sugerindo que estes tipos de magmatismo fissural no Neoarqueano e Paleoproterozóico, tenham tido expressão global e, portanto, que as características e a evolução das fontes mantélicas nestes períodos, eram mais ou menos similares no contexto de algumas áreas cratônicas do Planeta.

15) O posicionamento evolutivo dos diques máficos da região de Lavras, bem como do embasamento metamórfico encaixante, no contexto dos principais eventos

magmáticos e tectônicos da porção sul do Cráton do São Francisco, pode ser sintetizado com base no acervo geocronológico disponível (e.g. Teixeira et al 1996a; Quéméneur, 1996; Noce, 1995; Babinski et al, 1995) de acordo com o seguinte quadro:

Crosta Continental Arqueana do Complexo Campo Belo incluindo a região de Lavras	3380-3000 Ma (U-Pb) Crosta primitiva composta essencialmente por gnaisses TTG e granulitos (3204 - 3068 Ma), anfibolitos [T^{DM} (Nd) 2530-3140 Ma] e ultrabásicas.
	3120 Ma (U-Pb) Sill do "greenstone belt" de Piumhi.
	2920-2900 Ma (Rb-Sr) Plutonismo granítico (2881 Ma)
	2839 Ma (U-Pb) Migmatização de ortognaisses e granitos.
	2787 Ma (Rb-Sr) Granito Bom Sucesso - Evento Rio das Velhas.
	2750-2700 Ma (Rb-Sr) Complexos gnaissicos e granitóides - Evento Rio das Velhas. Migmatização dos gnaisses graníticos de Lavras. [2690 - 2688 Ma (Rb-Sr)]
	2661 Ma (Rb-Sr) Granulitos de Lavras [T^{DM} (Nd) 2,9-3,5 Ga]
	2658 Ma (Sm-Nd) Colocação dos <u>diques da suíte básico norítica</u> em regime extensional, indicando estágio de cratonização arqueana e conseqüente estabilização do Complexo Campo Belo.
	2650 Ma (Rb-Sr e Pb-Pb em rocha total) Distúrbios isotópicos em gnaisses e granitóides da porção sul do Cráton do São Francisco.

Evolução Paleoproterozóica do Cinturão Mineiro	2575 Ma (U-Pb) Início da sedimentação do Supergrupo Minas (Gr. Caraça) e dos metassedimentos da Serra de Bom Sucesso.
	2420 Ma (Pb-Pb) Deposição dos carbonatos da Formação Gandarela (Gr. Itabira).
	2124 Ma (U-Pb) Plutonismo granítico juvenil (Batólito Alto Maranhão) e migmatização dos gnaisses monzoníticos de Lavras (Rb-Sr = 2137 Ma). Início da deposição do Gr. Sabará.
	2050 Ma (U-Pb) Metamorfismo do Supergrupo Minas (Gr. Sabará) e dos metassedimentos da Serra de Bom Sucesso.
	2041-2050 Ma (U-Pb) Pico dos eventos metamórficos da Orogenia Transamazônica no Cinturão Mineiro. Ortognaisses de Lavras com idade Rb-Sr igual a 1982 Ma e protólito Arqueano [T^{DM} (Nd) = 3,0 Ga].
	1932 Ma (Rb-Sr) Manifestações tardias do plutonismo granítico (tipo Tabuões), com evidências de campo de íntima associação temporal com os diques da suíte básica de Lavras.
	1875 Ma (Rb-Sr) Intrusão dos <u>diques máficos da suíte básica</u> em regime extensional, desenvolvido nos estágios finais da evolução do Cinturão Mineiro.

XI - BIBLIOGRAFIA

- ABREU, F.R. (1991). Estudo das mineralizações auríferas filonianas da região da cidade de Diamantina-MG. Campinas. 103pp. (dissertação de Mestrado - IG-UNICAMP).
- 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. *Rev. Bras. de Geoc.*, 7(4):349-364.
- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A. (1977). Províncias estruturais brasileiras. VIII Simp. Geol. Nordeste, Campina Grande, PB. Atas..., 363-391.
- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A. (1981). Brazilian structural provinces: An introduction. *Earth Science Rev.*, 17:1-29.
- AMARAL, G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; REYNOLDS, J.H. (1966). Potassium argon dates of basaltic rocks from Southern Brazil. *Geoch. Cosm. Acta*, 31:117-142.
- ANTONINI, P. (1995). Significato del magmatismo Giurassico nel Victoria Land (Antartide): Aspetti Petrogenetici e Geodinamici. Trieste, Itália, 160 pp. (Tese de doutoramento - Universidade de Trieste - Itália).
- BABINSKI, M. (1993). Idades isocrônicas Pb/Pb e geoquímica isotópica de Pb das rochas carbonáticas do Grupo Bambuí, na porção sul da Bacia do São Francisco. São Paulo, 133pp. (Tese de doutoramento - IPEN-USP).
- BABINSKI, M.; CHEMALE Jr, F.; VAN SCHMUS, W.R. (1995). The Pb/Pb age of the Minas Supergroup, carbonate rocks, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Prec. Research*, 72: 235-245.
- BASTOS LEAL, L.R., (1992). Geocronologia Rb/Sr e K/Ar, evolução isotópica e implicações tectônicas dos enxames de diques máficos de Uauá e Vale do Rio Curaçá, Bahia. São Paulo, 118pp. (dissertação de mestrado, IG-USP).
- BASTOS LEAL, L.R.; TEIXEIRA, W.; PICCIRILLO, E.M.; MENEZES LEAL, A.B.; GIRARDI, V.A.V. (1994). Geocronologia Rb/Sr e K/Ar do enxame de diques máficos de Uauá, Bahia (Brasil). *Geochim. Brasil.*, (8):99-114.
- BELLIENI, G.; PICCIRILLO, E.M.; ZANETTIN, B. (1981). Classification and nomenclature of basalts. IUGS subcomisson on the systematics of Igneous rocks circular 34, contribution 87: 1-19. Cambridge, UK.
- BELLIENI, G.; BROTZU, P.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; ERNESTO, M.; MELFI, A.J.; PACCA, I.G.; PICCIRILLO, E.M.; STOLFA, D. (1983). Petrological and Paleomagnetic data on the plateau basalts to rhyolite sequences of the southern Paraná basin (Brazil). *An. Acad. Bras. Ciênc.*, 55: 355-383.
- BELLIENI, G.; PICCIRILLO, E.M.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MELFI, A.J.; DAROIT, P. (1988). Mineral Chemistry of continental stratoid volcanics and Related Intrusives from The Paraná Basin (Brazil). In: The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: Petrogenetic and geophysical aspects, Piccirillo & Melfi (Eds). IAG-USP, São Paulo. p. 73-92.
- BELLIENI, G.; PETRINI, R.; PICCIRILLO, E.M.; CAVAZZINI, G.; CIVETTA, L.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MELFI, A.J.; BERTOLO, S.; DE MIN, A. (1991). Proterozoic mafic dyke swarms of the São Francisco Craton (SE - Bahia State, Brazil): petrology and Sr/Nd isotopes. *Eur. J. Mineral.*, 3:429-449.

- BELLIENI, G.; PICCIRILLO, E.M.; PETRINI, R.; GIRARDI, V.A.V.; MENEZES LEAL, A.B.; TEIXEIRA, W.; BASTOS LEAL, L.R.; DE MIN, A.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; TANNER DE OLIVEIRA, M.A.F. (1995). Petrological and Sr-Nd evidence bearing on Early Proterozoic magmatic events of the subcontinental mantle: São Francisco Craton (Uauá, NE Brazil). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 122: 252-261.
- BEN OTHMAN, D.; FOURCADE, S.; ALLÉGRE, C.J. (1984). Recycling process in granite-granodiorite complex genesis: The Quirigut case studied by Nd-Sr isotope systematics. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 69: 290-300.
- BESWICK, A.E. & SOUCIE, G. (1978). A correction procedure for metassomatism in an Archean Greenstone belt. *Precambrian Res.*, 6: 235-248.
- BESWICK, A.E. (1982). Some geochemical aspects of alteration and genetic relations in Komatiitic suites. In: Komatiites, Arndt, N.T. & Nesbitt, E.G. (eds); London, George Allen and Unwin: 283-308.
- BOSSI, J.; CAMPAL, N.; CIVETTA, L.; DEMARCHI, G.; GIRARDI, V.A.V.; MAZZUCHELLI, M.; NEGRINI, L.; RIVALENTI, G.; FRAGOSO CESAR, A.R.S.; SINIGOI, S.; TEIXEIRA, W.; PICCIRILLO, E.M.; MOLESINI, M. (1993). Early Proterozoic dyke swarms from western Uruguay: geochemistry, Sr-Nd isotopes and petrogenesis. *Chem. Geol.* 106:263-277.
- BOYNTON, W.V. (1984). Cosmochemistry of rare earth elements: meteorite studies. In: P.Henderson (ed.) *Rare Earth element geochemistry*. Elsevier Publ. Co., Amsterdam, p.63-114.
- BREWER, T.S. & ATKIN, B.P. (1989). Elemental Mobilities produced by low-grade metamorphic events. A case study from the Proterozoic supracrustals of southern Norway. *Precambrian Res.*, 45: 143-158.
- BRITO NEVES, B.B.; KAWASHITA, K.; CORDANI U.G.; DELHAL, J. (1979). A evolução geocronológica da Cordilheira do Espinhaço: dados novos e integração. *Rev. Bras. de Geoc.* (9): 71-85.
- BRITO NEVES, B.B. (1990). Processos orogênicos no pré-Cambriano do Brasil In: Raja Gabaglia, G.P. e Milani, E.J (eds). *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares*. Petrobrás: 99-114.
- BRITO NEVES, B.B. & CORDANI, U.G. (1991). Tectonic evolution of South America during Late Proterozoic. *Prec. Res.*, 53:23-40.
- BRITO NEVES, B.B. & ALKMIM, F.F. (1993). Cráton: Evolução de um conceito. In: DOMINGUEZ, J.M.L. & MISI, A. (eds), *O Cráton do São Francisco*. Salvador SBG-SGM-CNPq p. 1-10.
- BROWN, G.M. (1957). Pyroxenes from the early and middle stages of fractionation of the Skaergaard intrusion, East Greenland. *Mineral. Mag.*, 31: 511-543.
- BROWN, G.M. & VINCENT, E.A. (1963). Pyroxenes from the late stages of fractionation of Skaergaard intrusion, east Greenland. *J.Petrol.*, 4: 175-197.
- CADMAN, A.; TARNEY, J.; PARK, R.G. (1990). Intrusion and crystallisation features in Proterozoic dyke swarms. In: *Mafic Dykes and Emplacement Mechanisms*, Parker, Rickwood & Tucker (eds), Balkema: 13-24.
- CANN, J.R. (1970). Rb, Sr, Y, Zr and Nb in some ocean floor basaltic rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 10: 7-11.
- CARMICHAEL, I.S.E. (1967). The iron-Titanium oxides of sialic volcanic rocks and their associated ferromagnesium silicates. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 14: 36-64.
- CARNEIRO, M.A. (1992). *O Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional (Quadrilátero Ferífero, Minas Gerais): Litoestratigrafia e Evolução Geológica de um segmento de crosta continental do Arqueano*. São Paulo, 233pp.(Tese de doutoramento, IG-USP).

- CARNEIRO, M.A.; NOCE, C.M.; TEIXEIRA, W. (1995). Evolução Policíclica do Quadrilátero Ferrífero: Uma análise fundamentada no conhecimento atual da Geocronologia U-Pb e geoquímica Isotópica Sm-Nd. REM: Rev. Esc. Minas, Ouro Preto, 48(4): 264-273.
- CAVALCANTE, J.C.; CUNHA, H.C.S.; CHIEREGATTI, L.A.; KAEFER, L.Q.; ROCHA, J.M.; DAITX, E.C.; COUTINHO, M.G.N.; YAMAMOTO, K.; DRUMOND, J.B.V.; ROSAM, D.B. e RAMALHO, R. (1979). Projeto relatório final de Geologia - Estados de S.Paulo e Minas Gerais. DNPM, Brasília, série Geologia no 4 Seção Geologia básica nº 2: 299pp.
- CAWTHORN, R.G. & DAVIES, G. (1982). Possible Komatiitic affinity of the Busheveld Complex, South Africa. In: Komatiites, Arndt, N.T. & Nisbett, E.G. (Eds). London, George Allen and Unwin: 91-96.
- CHAVES, A.O. (1996). Enxame de Diques Máficos Proterozóicos da porção meridional do Cráton do São Francisco, MG, Brasil. Belo Horizonte, 91pp.(dissertação de mestrado -UFMG).
- CHOUDHURI, A.; SIAL, A.N.; OLIVEIRA, E.P. (1990). Unmetamorphosed Proterozoic tholeiite dykes from the northern Amazon Craton, Guiana, the evolution of basaltic magmatism. In: Mafic dykes and Emplacement Mechanisms. Parker, Rickwood & Tucker (eds) Balkema: 275-283.
- COLLERSON, K.D. & SHERATON, J.W. (1986). Age and Geochemical characteristics of a Mafic Dyke Swarm in the Archean Vestfold Block, Antarctica: Inferences about Proterozoic Dyke Emplacement in Gondwana. Journal of Petrol. 27(4): 853-886.
- CONDIE, K.C.; BOBROW, D.J.; CARD, K.D. (1987). Geochemistry of Precambrian Mafic Dykes from the Southern Superior Province of the Canadian Shield. In: Mafic dyke Swarms, Halls & Fahrig (eds). Geological Association of Canada, special paper 34: 95-108.
- CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; MULLER, G.; QUADE, H.; REIMER, V.; ROESER, H. (1980). Interpretação tectônica e petrológica do embasamento no bordo sudeste do Quadrilátero Ferrífero, MG. An. Acad. Bras. Ciênc., 52(4): 785-799.
- CORDANI, U.G. & BRITO NEVES, B.B. (1982). The geologic evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic. Rev.Bras.Geociênc., 12:78-88.
- CORDANI, U.G.; TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C.C.G.; KAWASHITA, K.; SATO, K. (1988). The growth of the Brazilian shield. Episodes, 11(3): 163-167.
- CORREA GOMES, L.C.; TANNER DE OLIVEIRA, M.A.F.; CONCEIÇÃO, H.; ABRAM, M.B. (1991). Tectonic styles and chemistry of the mafic dykes in the eastern part of São Francisco Craton, Bahia, Brazil. In: INTERN. SYMP. MAFIC DYKES, São Paulo, 1991. Extended Abstracts... São Paulo, p. 66-70.
- CRAWFORD, A.J.; FALLOON, T.J.; GREEN, D.H. (1989). Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites. In: Boninites and Related Rocks, Crawford, A.J. (Ed), London, Unwin Hyman: 1-49.
- CRAWFORD, A.J. (1989). Boninites and Related Rocks. London, Unwin Hyman. 465pp.
- D'AGRELLA-FILHO, M.S.; PACCA, I.G.; RENNE, P.R.; ONSTOTT, T.C.; TEIXEIRA, W. (1990). Paleomagnetism of middle-Proterozoic 1.01 to 1.08 Ga mafic dykes in the São Francisco Craton, Brazil. Earth Planet. Sci. Lett. (101): 332-348.
- D'AGRELLA-FILHO, M.S. (1992). Paleomagnetismo dos enxames de diques máficos proterozóicos e rochas do embasamento do Cráton do São Francisco. São Paulo, 201 pp. (Tese de Doutorado, IAG-USP).
- DARDENNE, M.A. (1978). Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. In: 30 Congress. Bras. Geol. Recife, SBG, anais ... vol. 2:597-610.

- DE LA ROCHE, H., LETERRIER, P., GRANDCLAUDE, P.; MARCHAL, M. (1980). A classification of volcanic and plutonic rocks using R_1 - R_2 diagram and major-element analyses. Its relationships with current nomenclature. *Chem. Geol.*, 28: 183-210.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. (1992). An introduction to the rock forming minerals. 2ª. ed, London, Longman, 695 pp.
- DOOR, J.V.N., (1969). Physiographic, stratigraphic and structural development of Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Geol. Survey Prof Paper*, 641(4):1-110.
- DNPM (1978). Carta Geológica do Brasil ao Milionésio. Folha Rio de Janeiro/Vitória e Iguape. Brasília.
- DePAOLO, D.J. (1981). Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 53:189-202.
- DUSSIN, T.M. (1994). Associations Volcano-Plutoniques de L'Espinhaço Meridional (SE-Brésil): Un exemple d'évolution de la croûte protérozoïque. Orléans, França 177pp. (Tese de doutoramento - Universidade de Orléans, França).
- EBERT, H. (1984). Aspectos principais da geologia da região de São João del Rei, Estado de Minas Gerais./ Os Paraibides entre São João del Rei (MG) e Itapira (SP) e a bifurcação entre Paraibides e Araxaides (in memorian). Publ. n.º. 12, SBG-SP, 114p.
- EMERMAN, S.H. & MARRETT, R. (1990). Why dykes? *Geology*, 18:231-233.
- ERNST, R.E.; HEAD, J.W.; PARFITT, E.; GROSFILS, E.; WILSON, L. (1995). Giant radiating dyke swarms on Earth and Venus. *Earth Sci. Rev.*, 39:1-58.
- FAHRIG, W.F. (1987). The Tectonic setting of continental mafic dyke swarms: failed arm and early passive margin. In: *Mafic Dyke Swarms*, Halls & Fahrig (Eds). *Geol. Assoc. Can., spec. pap.*, 34: 331-348.
- FAURE, G. (1986). *Principles of Isotope Geology*. New York, John Wiley & Sons (2a ed.) 589 pp.
- FÉRAUD, G.; GIANNERINI, G.; CAMPREDON, R. (1987). Dyke swarms as paleostress indicators in areas adjacent to continental collision zones: Examples from European and northwest Arabian Plates. In: *Mafic Dyke Swarms*, Halls & Fahrig (Eds). *Geol. Assoc. Canada, special paper* 34:273-278.
- FIELD, D. & ELLIOT, R.B. (1974). The Chemistry of gabbro/amphibolite transitions in south Norway. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 47: 63-76.
- FIUMARI, S.L.; PADILHA, A.V.; ARAUJO, M.C. (1985). Complexo Granulítico de Passa Tempo. In: 3 Simp. Geol. Minas Gerais, Belo Horizonte, anais ... p.60-67.
- GELINAS, L.; MELLINGER, M.; TRUDEL, P. (1982). Archean mafic metavolcanics from the Royn-Noranda district, Abitibi Greenstone belt. Quebec 1. Mobility of major elements. *Can. J. Earth Sci.*, 19: 2258-2275.
- HALL, R.P.; HUGHES, D.J.; FRIEND, C.R.L. (1985). Geochemical Evolution and Unusual Pyroxene Chemistry of the MD Tholeiite Dyke Swarm from the Archean Craton of Southern West Greenland. *Journal of Petrology*, 26: 253-282.
- HALL, R.P. & HUGHES, D.J. (1987). Noritic dykes of southern West Greenland: early Proterozoic boninitic magmatism. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 97: 169-182.
- HALL, R.P. & HUGHES, D.J. (1990). Noritic magmatism. In: *Early Precambrian basic magmatism*, Hall & Hughes (eds), Blackie p.83-110.

- HALLS, H.C. (1982). The importance and Potential of Mafic Dyke Swarms in Studies of Geodynamic Process. *Geoscience Canadá*, 9(3): 145-154.
- HALLS, H.C. (1987). Dyke swarms and continental rifting: some concluding remarks. In: *Mafic dyke swarms*, Halls, H.C. & Fahrig, W.F.(eds). Geological Association of Canada, special paper 34: 483-491.
- HAWKESWORTH, C.J. & VAN CALSTEREN, P.W.C. (1984). Radiogenic Isotopes - Some Geological applications. In: *Rare Earth Element Geochemistry*. Henderson, P. (Ed). Elsevier, Amsterdam: 375-421.
- HEAMAN, L.M. & TARNEY, J. (1989). U-Pb baddeleyite ages for the Scourie dyke Swarm, Scotland: Evidence for two distinct intrusion events. *Nature*, 340:705-708.
- HEAMAN, L.M. (1995). U-Pb dating of Mafic Rocks: past, present and future. Abstract, Geol. Assoc. Canada and Mineral. Assoc. Canada, Annu. Meet., 20: A43.
- HEILBRON, M.; LOPES, M.; TEIXEIRA, W.; TROUW, R.; PADILHA, A.V.; KAWASHITA, K. (1989). Geocronologia da região entre Lavras, São João del Rei, Lima Duarte e Caxambu, MG. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, 61(2): 177-199.
- HEIMANN, A.; EYAL, Y.; EYAL, M.; FOLAND, K.A. (1995). Thermal events and low temperature alteration in the Precambrian Schistose Dykes and their host rocks in the Elat area, southern Israel: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology. In: *Physics and Chemistry of Dykes*. Baer & Heimann (eds) Balkema: 281-292.
- HELLMAN, P.L. & GREEN, T.H. (1979). The role of sphene as an accessory phase in the high pressure partial melting of hydrous mafic compositions. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 42:191-201.
- HOOVER, P.R. (1988). The Columbia River basalt. In: *Continental Flood Basalts*. Macdougall, J.D. (Ed) Kluwer, Dordrecht: 1-33.
- IBGE (1979). Cartas topográficas na escala 1:50.000. Folhas de Lavras, Santo Antônio do Amparo, Santana do Jacaré, Nepomuceno, São Tiago, Nazareno, Jacarandira e São João Del Rei. Brasília, 1979.
- IGA/CPGeo - Datações geocronológicas da borda sul do craton do São Francisco. inédito.
- INDA, H.A.V.; SCHORSCHER, H.D.; DARDENNE, M.A.; SCHOBENHAUS, C.; HARALYI, N.L.E.; BRANCO, P.C.A.; RAMALHO, R. (1984). O Cráton do São Francisco e a faixa de dobramentos Araçuaí. In: *Geologia do Brasil*. Schobbenhaus, Campos, Derze & Asmus (Eds). Brasília MME/DNPM: 193-248.
- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. (1971). A guide to the Chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth. Sci.*, 8:523-548.
- ISHII, T. (1975). The relations between temperature and composition of pigeonites in some lavas and their application to geothermometry. *Miner. J.*, 8: 48-57.
- KALSBECK, F.; BRIDGWATER, D.; ZECK, H.P. (1978). A 1950 ± 60 Ma Rb-Sr whole rock isochron age from two Kangâmiut dykes and the timing of the Nagssugtoqidian (Hudsonian) orogeny in West Greenland. *Can. J. Earth Sci.*, 15: 1122-1128.
- KALSBECK, F. & TAYLOR, P.N. (1985). Age and origin of early Proterozoic dolerite dykes in South-West Greenland. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 89: 307-316.
- KALSBECK, F. & TAYLOR, P.N. (1986). Chemical and isotopic homogeneity of a 400 Km long basic dyke in central West Greenland. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 93:439-448.
- KAWASHITA, K. (1996). Carbonatos neoproterozóicos da America do Sul: idades e inferências químico-estratigráficas. São Paulo 126pp. (Tese de Livre Docência - IG-USP).

- KRETZ, R.C. (1982). Transfer and exchange equilibria in a portion of the pyroxene quadrilateral as deduced from natural and experimental data. *Geoch. Cosm. Acta*, 46: 411-421.
- KUDO, A.M. & WEILL, D.F. (1970). An igneous plagioclase thermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 26: 52-65.
- KUEHNER, S.M. (1989). Petrology and geochemistry of early Proterozoic high-Mg dykes from the Vestfold Hills, Antarctica. In: *Boninites and Related Rocks*, Crawford, A.J. (Ed.). London, Unwin Hyman: 208-231.
- LANYON, R.; BLACK, L.P.; SEITZ, H.M. (1993). U-Pb zircon dating of mafic dykes and its application to the Proterozoic geological history of the Vestfold Hills, East Antarctica. *Contrib. Mineral. Petrol.* 115:184-203.
- LEAKE, B.E. (1978). Nomenclature of amphiboles. *Amer. Miner.*, 63: 1023-1052.
- LE BAS, M.J.; LE MAITRE, R.W.; STRECKEISEN, A.; ZANETTIN, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on total alkali-silica diagram. *J.Petrol.*, 27: 745-750.
- LECHEMINANT, A.N. & HEAMAN, L.M. (1989). Mackenzie igneous events, Canada: Middle Proterozoic hotspot magmatism associated with ocean opening. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 96: 38-48.
- LE MAITRE, R.W. (1989). A Classification of Igneous Rocks and glossary of terms: recommendations of The International Union of Geological Sciences Subcommittee on The Systematic of Igneous Rocks. Le Maitre, R.W. (ed). Oxford, Blackwell, 193 pp.
- MACHADO, N.; SCHRANK, A.; ABREU, F.R.; KNAUER, L.G.; ALMEIDA-ABREU, P.A. (1989). Resultados preliminares da geocronologia U-Pb na Serra do Espinhaço Meridional. In: *V Simp. Geologia de Minas Gerais/I Simp. Geol. Brasília*. Belo Horizonte, SBG-MG. Anais ... p. 171-174 (Boletim 10).
- MACHADO, N. & SCHRANK, A. (1989). Geocronologia U-Pb no Maciço de Piumhi - resultados preliminares. In: *V Simp. Geol. Minas Gerais, I Simp. Geol. Brasília*, Belo Horizonte, SBG-MG. Anais p. 45-49.
- 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. *Geol. Soc. Am. Bull.* 104: 1221-1227.
- MACHADO, N.; & CARNEIRO, M.A. (1992). U-Pb evidence of late Archean tectonothermal activity in the southern São Francisco shield, Brazil. *Can. Journal Earth Sci.*, 29: 2341-2346.
- MACHADO, N.; SCHRANK, A.; NOCE, C.M.; GAUTHIER, G. (1996). Ages of detrital zircon from Archean - Paleoproterozoic sequences: Implications for Greenstone Belt setting and evolution of a Transamazonian Foreland basin in Quadrilátero Ferrífero, southeast Brazil. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 141: 259-276.
- MACHADO FILHO, L.; RIBEIRO, M.W.; GONZALEZ, S.R.; SCHENINI, C.A.; NETO, A.S.; PALMEIRA, R.C. de B.; TEIXEIRA, W.; CASTRO, H.E.F. (1983). Geologia. In: *Projeto Radam Brasil*, folhas SF 23/24 Rio de Janeiro e Vitória. DNPM/MME/SG p. 27-304. (levantamento de Recursos Naturais, 32).
- MARQUES, L.S. (1988). Caracterização geoquímica das rochas vulcânicas da Bacia do Paraná: implicações petrogenéticas. São Paulo, 175pp. (Tese de Doutorado, IAG-USP).
- MATHEZ, E.A. (1973). Refinement of Kudo Weill plagioclase thermometer and its application to basaltic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 41: 61-72.

- MAZZUCHELLI, M.; RIVALENTI, G.; PICCIRILLO, E.M.; GIRARDI, V.A.V.; CIVETTA, L.; PETRINI, R. (1995). Petrology of the Proterozoic mafic dyke swarms of Uruguay and constraints on their mantle source composition. *Precambrian Res.*, 74: 177-194.
- McCULLOCH, M.T. & GAMBLE, J.A. (1991). Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism. *Earth Planet. Sci. Lett.* 102:358-374.
- MELLINI, M.; CARBONIN, S.; DAL NEGRO, A.; PICCIRILLO, E.M. (1988). Tholeiitic hypoabyssal dykes: How many clinopyroxenes? *Lithos*, 22: 127-134.
- MENEZES, A.B. (1992). O enxame de diques máficos de Uauá-Bahia: Caracterização petrológica e geoquímica. São Paulo, 126pp. (dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências - USP)
- MENEZES LEAL, A.B.; BELLINI, G.; GIRARDI, V.A.V.; BASTOS LEAL, L.R.; TEIXEIRA, W.; PICCIRILLO, E.M. (1995). Contribuição ao estudo Petrológico e Geoquímico dos enxames de diques máficos de Uauá, Bahia, Brasil. *Geochim. Brasil.*, 9(1): 61-90.
- MICHARD, A.; GURRIET, P.; SOUNDANT, M.; ALBAREDE, F. (1985). Nd isotopes in French Phanerozoic shales: external vs internal aspects of crustal evolution. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49: 601-610.
- MORAES BRITO, C., (1992). Caracterização geológica, geoquímica e petrológica dos diques máficos Proterozóicos da região de Salvador-BA. São Paulo, 96pp. (Dissertação de Mestrado, IAG-USP).
- NOCE, C.M.; PINHEIRO, S.O.; LADEIRA, E.A.; FRANCA, C.R.; KATTAH, S. (1992). A sequência vulcano-sedimentar do Grupo Nova Lima na região de Piedade do Paraopeba, oeste do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *Rev. Bras. Geociências*, 22(2): 175-183.
- NOCE, C.M. (1995). Geocronologia dos eventos magmáticos, sedimentares e metamórficos na região do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. São Paulo, 127 pp. (Tese de Doutorado, IG - USP).
- NOCE, C.M. & TEIXEIRA, W. (1996). Estudos isotópicos em granitóides do Cinturão Mineiro: margem continental de idade transamazônica. In: 39 Congress. Bras. de Geologia. Salvador, SBG-BA, anais ... vol. 6: 483-488.
- OLIVEIRA, E.P.; TARNEY, J.; JOÃO, X.J. (1990). Geochemistry of the Mesozoic Amapá and Jari Dyke Swarms, northern Brazil: Plume-related magmatism during the opening of the central Atlantic. In: *Mafic dykes and Emplacement mechanisms*. Parker, Rickwood & Tucker (eds). Balkema: 173-183.
- OLIVEIRA, E.P. (1993). Diques toleíticos, noríticos e piroxeníticos no enxame de Uauá, Bahia: Evidências geoquímicas de heterogeneidade no manto Proterozóico inferior do Cráton do São Francisco. In: 4º. Congr. Bras. Geoquímica, SBGQ - Boletim de resumos, p.5-7.
- OLIVEIRA, E.P. & TARNEY, J. (1995). Petrogenesis of the Late Proterozoic Curaçá mafic dyke swarm, Brazil: asthenospheric magmatism associated with continental collision. *Mineral. and Petrol.*, 53: 27-48.
- PAPIKE, J.J.; CAMERON, K.; BALDWIN, K. (1974). Amphiboles and pyroxenes: characterization of the other than quadrilateral components and estimates of ferric iron from microprobe data. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 6: 1053-1054.
- PARENTI COUTO, J.G.; TEIXEIRA, W.; CORDANI, U.G., (1983). Considerações sobre as principais épocas de fraturamento do Cráton do São Francisco, com base em datações K-Ar em rochas básicas. In: *An. do II Simp. Geol. de Minas Gerais*, Belo Horizonte, MG, Bol. 3:38-49.
- PEARCE, T.H. (1968). A contribution to the theory of variation diagrams. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 19: 142-157.

- PEARCE, T.H. (1970). Chemical variations in the Palisades Sill. *Journal of Petrology*, 11: 15-32.
- PEARCE, J.A. & CANN, J.R. (1973). Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19: 290-300.
- 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 1:1000.000 (texto explicativo). Belo Horizonte, COMIG, 97pp.
- PICCIRILLO, E.M.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MELFI, A.J.; STOLFA, D.; BELLINI, G.; MARQUES, L.S.; GIARETTA, A.; NARDY, A.J.; PINESE, J.P.P.; RAPOSO, M.I.B.; ROISEMBERG, A. (1988). Petrochemistry of continental flood basalt-rhyolite suites and related intrusives from the Paraná basin (Brazil). In: *The Mesozoic flood volcanism of the Paraná basin: Petrogenetic and Geophysical aspects*, Piccirillo, E.M. & Melfi, A.J. (Eds). São Paulo, IAG-USP: 107-156.
- PICCIRILLO, E.M.; BELLINI, G.; CAVAZZINI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P. PETRINI, R.; MELFI, A.J.; PINESE, J.P.P.; ZANTEDESCHI, P.; DE MIN, A. (1990). Lower Cretaceous Tholeiitic Dyke Swarms from Ponta Grossa Arch (SE-BRAZIL): petrology, Sr/Nd isotopes and genetic relationships with the Parana flood volcanics. *Chemical Geology*, 89: 19-48.
- PINESE, J.P.P. (1989). Caracterização Petroológica e Geoquímica dos diques do Arco de Ponta Grossa. São Paulo, 196pp. (dissertação de Mestrado -IAG-USP).
- PINESE, J.P.P.; TEIXEIRA, W.; PICCIRILLO, E.M.; QUEMENEUR, J.J.G.; BELLINI, G. (1995). The Precambrian Lavras mafic dykes, southern São Francisco Craton, Brazil: Preliminary geochemical and geochronological results. *Physics and Chemistry of Dykes*, Baer & Heimann (eds), Balkema: 205-218.
- POLDERVAART, A. & HESS, H.H. (1951). Pyroxenes in the crystallization of basaltic magma. *J. Geology*, 59: 472-489.
- PONTE NETO, C.F. (1996). Estudo Paleomagnético de enxames de diques máficos pré-Cambrianos da região de Lavras, Minas Gerais. São Paulo 98pp. (dissertação de Mestrado - IAG-USP).
- QUÉMÉNEUR, J.J.G. (1987). Esboço estratigráfico, estrutural e metamórfico da Serra de Bom Sucesso, MG. In: 4 Simp. Geol. Minas Gerais, Belo Horizonte. Anais SBG, Boletim 7: 135-148.
- QUÉMÉNEUR, J.J.G. (1989). Proterozoic dikes of the Bom Sucesso Region, Minas Gerais, Brazil. In: *Workshop on Mafic Dykes Swarm of Brazil, 1989*. Bol. IG-USP, Série Científica, 20:31-32.
- QUÉMÉNEUR, J.J.G. & VIDAL, P. (1989). Primeiras datações radiométricas dos granitos da região de São João Del Rey. In: *Simp. de Geol. Minas Gerais, 5*, Belo Horizonte, 1989. Anais, Belo Horizonte, SBG. p.50-54.
- QUÉMÉNEUR, J.J.G. (1991). Proterozoic dykes of the Bom Sucesso-Lavras Region (Minas Gerais, Brazil). *Excursion Guide*. Bol. IG-USP, Publ. Esp., 10:97-103.
- QUÉMÉNEUR, J.J.G. & GARCIA, D. (1993). Os maciços de Tabuões e Ritópolis na região de São João Del Rey, Granitóides Transamazônicos com a associação granito trondjemito pegmatito. In: *Simp. de Geol. de Minas Gerais, 7*, 1993. Anais...BH, SBG-MG, p.105-107.
- QUÉMÉNEUR, J.J.G.; NOCE, C.M.; GARCIA, D. (1994). Caracterização das suítes granitóides do Arco magmático transamazônico na borda meridional do Cráton do São Francisco, Minas Gerais. In: 38 Congress. Bras. Geologia, Bal. de Camboriu, SBG-SC. Anais ... vol. 1:117-119.

- QUÉMÉNEUR, J.J.G. (1996). Os magmatismos de idade Arqueana e Transamazônica na região de Campos das Vertentes, Minas Gerais (sul do Cráton do São Francisco), com base em Geoquímica e Geocronologia. (Em preparação)
- RAPOSO, M.I.B. & ERNESTO, M. (1995). Anisotropy of magnetic susceptibility in the Ponta Grossa dyke swarm (Brazil) and its relationship with magma flow direction. *Phys. Earth Planet. Int.*, 87:183-196.
- 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.
- RENNE, P.R.; ONSTOTT, T.C.; D'AGRELLA-FILHO, M.S.; PACCA, I.G.; TEIXEIRA, W., (1990). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of 1.0-1.1 Ga magnetizations from the São Francisco and Kaapvaal Cratons: Tectonic implications for Pan-African and Brasileiro Mobile belts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 101: 349-366.
- RENNE, P.R.; DECKART, K.; ERNESTO, M.; FÉRAUD, G.; PICCIRILLO, E.M. (1996). Age of the Ponta Grossa dike swarm (Brazil), and implications to Paraná flood volcanism. *Earth Planet. Sci. Lett.* 144: 199-211.
- RIVALENTI, G.; MAZZUCHELLI, M.; MOLESINI, M.; PETRINI, R.; GIRARDI, V.A.V.; BOSSI, J.; CAMPAL, N. (1995). Petrology of late Proterozoic mafic dikes in the Nico Pérez region, central Uruguay. *Mineralogy and Petrology*, 55: 239-263.
- ROEDER, P.L. & EMSLIE, R.F. (1970). Olivine-liquid equilibrium. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 29: 275-289.
- ROLLINSON, H.R. & ROBERTS, C.R. (1986). Ratio correlations and major element mobility in altered basalts and Komatiites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 93: 89-97.
- ROLLINSON, H.R. (1993). *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. London, U.K., Longman Group Ltd, 352pp.
- RUSSEL, J.K. & NICHOLLS, J. (1988). Analyses of petrologic hypothesis with Pearce element ratio. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 99: 25-35.
- SATO, K.; TASSINARI, C.C.G.; KAWASHITA, K.; PETRONILHO, L. (1995). O Método Geocronológico Sm-Nd no IG-USP e suas aplicações. *An. Acad. Bras. Ciências*. 67(3): 313-336.
- SCHORSCHER, H.D. (1978). Komatiitos na estrutura "Greenstone belt" Série Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. In: 30 Congress. Bras. de Geologia. Recife; SBG anais ... Bol. resumos: 292-293.
- SCHORSCHER, H.D. (1988). NE Quadrilátero Ferrífero and Adjacent Areas. In: International Conference "Geochemical Evolution of The Continental Crust". Poços de Caldas, Guidebook. 96p.
- 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-gnáissicos adjacentes. São Paulo, 394 pp. (Tese de Livre Docência - IG-USP).
- SECCO, L.; CARBONIN, S.; DAL NEGRO, A.; MELLINI, M.; PICCIRILLO, E.M. (1988). Crystal chemistry of pyroxenes from basalts and rhyodacites of the Paraná basin (Brazil). In: The Mesozoic flood volcanism of the Paraná basin: Petrogenetic and Geophysical aspects. Piccirillo & Melfi (Eds). São Paulo. IAG-USP. p. 93-106.
- SIAL, A.N.; OLIVEIRA, E.P.; CHOUDHURI, A. (1987). Mafic dyke swarms of Brazil. In: Mafic dyke swarms, Halls & Fahrig (Eds) Geological Association of Canada, special paper 34:467-481.

- SHERATON, J.W.; THOMSON, J.W.; COLLERSON, K.D. (1987). Mafic Dyke Swarms of Antarctica. In: Mafic Dyke Swarms. Halls & Fahrig (Eds) Geol. Assoc. of Canada, spec. pap. 34: 419-432.
- SILVA, A.M. (1992). Geologia e petroquímica dos enxames de diques máficos do Quadrilátero Ferrífero e Espinhaço Meridional, MG. Brasília, 118pp. (Dissertação de Mestrado, IG-UnB).
- SILVA, A.M.; CHEMALE JR, F.; KUYUMJIAN, R.M.; HEAMAN, L. (1996). Mafic dyke swarms of Quadrilátero Ferrífero and Meridional Espinhaço, Minas Gerais State, Brazil. *Journal of South American Earth Sci.* (submetido).
- STEIGER, R.H. & JÄGER, E. (1977). Subcommission on Geochronology: Convention on the use of decay constants in geochronology and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 36: 359-362.
- STERN, R.A.; PERCIVAL, J.A.; MORTENSEN, J.K. (1994). Geochemical evolution of the Minto block: a 2.7 Ga continental magmatic arc built on the Superior proto-craton. *Precambrian Res.*, 65:115-153.
- STORMER JR, J.C. & NICHOLLS, J. (1978). XLFRAC: a program for the interactive testing of magmatic differentiation models. *Computer & Geoscience*, 4: 143-159.
- SUMMERS, M.A.; HALL, R.P.; HUGHES, D.J.; NESBITT, R.W.; SNYDER, G.L. (1995). The Tony Ridge zoned ultramafic dykes, Wyoming, USA: Preliminary geochemical results. In: *Physics and Chemistry of Dykes*, Baer & Heimann (eds), Balkema: 193-204.
- SUN, S.-s. & McDONOUGH, W.F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and process. In: *Magmatism in the ocean basins*, Saunders, A.D. & Norry, M.J. (Eds). Blackwell, Geol. Soc. Spec. Publ., 42: 313-345.
- TARNEY, J. & WEAVER, B.L. (1987). Geochemistry and Petrogenesis of Early Proterozoic Dyke Swarms. In: *Mafic Dyke Swarms*, Halls & Fahrig (eds). Geol. Assoc. Can., special paper, 34: 81-94.
- TARNEY, J. (1992). Geochemistry and significance of Mafic Dyke Swarms in the Proterozoic. In: *Proterozoic Crustal Evolution*, Condie, K.C. (ed), Elsevier: 151-174.
- TEIXEIRA, W. (1982). Geochronology of the southern part of the São Francisco craton. *Rev. Bras. Geoc.*, 12 (1-3):268-277.
- TEIXEIRA, W. (1985). A evolução geotectônica da porção Meridional do Craton do São Francisco, com base em interpretações geocronológicas. São Paulo, Brasil, 207 pp. (Tese de Doutorado).
- TEIXEIRA, W.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; TAYLOR, P.N. VAN SCHMUS R. (1987). Archean and Early Proterozoic crustal evolution in the southern part of the São Francisco Craton. In: *International Symp. on Granites and associated mineralizations*, Salvador, Extended Abstracts: 37-40.
- TEIXEIRA, W.; PECCHIO, M.; TAME, N.R.; KAWASHITA, K. (1988). Geocronologia K/Ar do enxame de diques da parte Meridional do Cráton do São Francisco e implicações no contexto geotectônico In: *Congr. Bras. de Geologia*, 35, Belém. Anais. Belém SBG. V.G. p.2870-2878.
- TEIXEIRA, W. (1989). Mafic dykes in the southern part of the São Francisco Craton: A tectonic review based on K/Ar geochronology. *Bol. IG-USP, Série Científica*, 20:25-30.
- TEIXEIRA, W. (1990). The Proterozoic mafic dyke swarms and alkaline intrusion in the Amazonian Craton, South America, and their tectonic evolution based on Rb-Sr, K-Ar and ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology. In: *Mafic dykes and Emplacement Mechanisms*. Parker, Rickwood & Tucker (eds) Balkema: 285-293.
- TEIXEIRA, W.; ONSTOTT, T.C.; MACKENYA, M. (1990). Geochronology and crustal evolution of granite-greenstone terranes in the Southern São Francisco Craton, Brazil. *3rd Intern. Arch. Symp.*, Perth, 113-114.

- TEIXEIRA, W. & FIGUEIREDO, M.C.H. (1991). In: An outline of Early Proterozoic crustal evolution in the São Francisco Craton, Brazil: A review. *Precambrian Research*, 53: 1-22.
- TEIXEIRA, W. (1992). Contribuição ao conhecimento geocronológico do Craton do São Francisco: avaliação de dados isotópicos em rochas ígneas e metamórficas - implicações na evolução crustal Pré-Cambriana. São Paulo, 197 pp. (Tese de Livre Docência., IG-USP).
- TEIXEIRA, W. & CANZIAN, F.S. (1994). A evolução tectonotermal Proterozóica do Cráton do São Francisco com base em interpretações geocronológicas K-Ar em rochas do seu embasamento. *Boletim IG-USP, Série Científica*, 25: 61-80.
- TEIXEIRA, W.; CARNEIRO, M.A.; NOCE, C.M.; MACHADO, N.; SATO, K.; TAYLOR, P.N. (1996a). Pb, Sr and Nd isotope constraints on the Archean evolution of gneissic granitoid complexes in the southern São Francisco Craton, Brazil. *Precambrian Research*, 78: 151-164.
- TEIXEIRA, W.; CORDANI, U.G.; NUTMAN, A.P.; SATO, K. (1996b) Polyphase Archean evolution in the Campo Belo metamorphic complex, southern São Francisco Craton (Brazil): SHRIMP U-Pb zircon evidence. *Geology* (submetido).
- TEIXEIRA, W.; GONZALES, C.; CHAVES, A.O. (1996c). Caracterização Isotópica Rb-Sr e K-Ar do enxame de diques de Pará de Minas, MG, inferências tectônicas. In: 39 Congress. Bras. de Geologia. Salvador, SBG-BA, anais ... volume 6: 614-616.
- TROMPETTE, R. (1994). *Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma) Pan-Africa Brasileiro Aggregation of South America and Africa*. Balkema, 350pp.
- VILJOEN, M.J.; VILJOEN, R.P.; PEARTON, T.N. (1982). The nature and distribution of Archean Komatiite volcanis in South Africa. In: Komatiites, Arndt, N.T. & Nisbett, E.G. (Eds). London, George Allen and Unwin: 53-79.
- VLACH, S.R.F. (1990). Isojob - Um programa para manipulação de dados e cálculos isotópicos Rb/Sr, Sm/Nd, Lu/Hf em microcomputadores. In: CONGRESSO BRAS. DE GEOL., 36, Natal, 1990. Resumos ... Natal, SBG p. 74.
- VUOLLO, J.I.; NYKÄNEN, V.M.; LIPO, J.P.; PIIRAINEN, T.A. (1995). Paleoproterozoic mafic dyke swarms in the Eastern Fennoscandian Shield, Finland: A review. In: *Physics and Chemistry of Dykes*, Baer & Heimann (eds), Balkema: 179-192.
- ZANETTIN, B. (1984). Proposed new chemical classification of volcanic rocks. *Episodes*, 7: 19-20.
- ZHANG, B. & HALLS, H.C. (1995). The origin and age of feldspar clouding in the Matachewan dyke swarm, Canada. In: *Physics and Chemistry of Dykes*, Baer & Heimann (eds), Balkema: 171-176.
- WAGER, L.R. & BROWN, G.M. (1968). *Layered igneous rocks*. Edinburgh and London, Oliver & Boyd, 588p.
- WALKER, G.P.L. (1987). The dike complex of Koolau volcano, Oahu: internal structure of a Hawaiian rift zone. In: *Volcanism in Hawaii 2*, Decker, Wright & Stauffer (eds), U.S. Geol. Surv., Prof. Paper 1350, (41): 961-993.
- WILLIAMSON, J.H. (1968). Least - square fitting of a straight line. *Canadian Journal of Physics*, 46: 1845-1847.
- WILSON, J.F.; JONES, D.L.; KRAMERS, J.D. (1987). Mafic dyke swarms in Zimbabwe. In: *Mafic Dyke Swarms*, Halls & Fahrig (Eds). Geol. Assoc. of Canada, spec. pap. 34: 433-444.

- WINCHESTER, J.A. & FLOYD, P.A. (1976). Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 28: 459-469.
- WINCHESTER, J.A. & FLOYD, P.A. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.*, 20: 325-343.
- WINCHESTER, J.A. (1984). The geochemistry of Strathconon amphibolites, Northern Scotland. *Scottish Journal of Geology*, 20: 37-51.
- WINCHESTER, J.A. & MAX, M.D. (1984). Geochemistry and origins of the Annagh division of the Precambrian Erris complex, NW County Mayo, Ireland. *Precambrian Res.*, 25: 397-414.
- WIRTH, K.R. & VERVOORT, J.D. (1995). Nd isotopic constraints on mantle and crustal contributions to Early Proterozoic dykes of The southern Superior Province. In: *Physics and Chemistry of Dykes*, Baer & Heimann (eds), Balkema: 237-249.

APÊNDICE 1 - Análises químicas em rocha total (elementos maiores e traços).

Amostra	15	17	18	19	20	21	22
SiO ₂	51,89	48,77	49	49,42	48,48	49,53	50,89
TiO ₂	3,15	2,47	1,68	1,85	2,65	1,62	1,76
Al ₂ O ₃	13,92	13,14	16,07	15,45	13,45	14,32	15,25
Fe ₂ O ₃	2,42	0,87	0,14	0,03	1,14	0,96	0,07
FeO	12,6	16,1	13,33	13,79	15	13,17	13,8
MnO	0,21	0,24	0,21	0,22	0,25	0,22	0,2
MgO	3,8	5,26	5,76	5,75	5,65	6,94	4,87
CaO	6,81	9,87	10,7	10,29	9,75	10,23	9,6
Na ₂ O	3,03	2,67	2,56	2,67	2,57	2,46	2,82
K ₂ O	1,86	0,41	0,31	0,26	0,7	0,43	0,49
P ₂ O ₅	0,55	0,29	0,25	0,27	0,47	0,22	0,26
P.F.	2,53	1,46	0,94	0,91	1,67	2,07	0,9
Soma	100	100	100	100	100	100	100
NORMA CIPW							
Qz	3,44	0	0	0	0	0	0
Or	10,99	2,42	1,83	1,53	4,13	2,54	2,89
Ab	25,63	22,59	21,66	22,59	21,74	20,81	23,86
An	18,88	22,65	31,44	29,4	23,09	26,76	27,5
Wo/Di	4,72	10,19	8,35	8,3	9,27	9,41	7,69
En/Di	1,76	3,57	3,33	3,25	3,59	4,21	2,73
Fs/Di	3,04	6,88	5,1	5,15	5,8	5,15	5,13
En/Hy	7,69	5,84	5,49	6,53	6,45	8,18	8,19
Fs/hy	13,28	11,25	8,41	10,33	10,41	10	15,36
Fo/Ol	0	2,57	3,86	3,17	2,81	3,42	0,83
Fa/Ol	0	5,46	6,52	5,53	5	4,61	1,73
Mt	3,5	1,26	0,2	0,04	1,65	1,39	0,1
Il	5,98	4,69	3,19	3,51	5,03	3,07	3,34
Ap	1,3	0,68	0,59	0,63	1,11	0,52	0,61
FeOt	14,78	16,88	13,46	13,82	16,03	14,03	13,86
mg#(0.15)	0,342	0,387	0,464	0,457	0,416	0,500	0,415
ELEMENTOS TRAÇOS							
Nd	48	25	23	24	36	21	24
Nb	29	15	11	11	18	12	12
Cr	52	156	231	189	181	226	155
Ni	47	82	105	104	133	112	76
Ba	1296	107	68	67	155	67	107
Rb	54	10	8	7	21	17	15
Sr	350	122	118	113	133	132	133
La	42	14	12	15	21	14	13
Ce	81	38	29	34	59	29	32
Zr	315	194	161	170	293	151	168
Y	63	60	50	52	81	49	48
Petrografia	DB ₂	DB ₂	DB ₂	DB ₂	DB ₂	DB ₂	DB ₂
Suite	básica	básica	básica	básica	básica	básica	básica
Direção	N55°W			N40°E	N15°W	N45°E	N25°E
Espessura(m)	0.30			15	8	7	14
Longitude	45°02'05''	45°02'05''	45°02'41''	45°00'39''	45°00'56''	45°01'00''	45°01'56''
Latitude	21°08'43''	21°08'43''	21°08'35''	21°13'11''	21°12'58''	21°12'54''	21°12'35''

OBS: DBN, DB₁, DB₂, DMB e DA, conforme capítulo da Petrografia. Elementos maiores e menores (% em peso) normalizados a 100% sem a perda ao fogo (P.F.). Elementos traços em ppm. (bás. norítica = básica norítica).

Amostra	23	25	27	28	30	32	34
SiO ₂	50,3	55,49	49,25	52,86	49,59	50,47	51,24
TiO ₂	3,01	0,67	2,28	0,61	2,07	1,42	1,61
Al ₂ O ₃	11,75	13,28	14,91	15,08	14,21	15,15	13,96
Fe ₂ O ₃	1,62	0,62	0,21	0,07	0,87	0,02	0,4
FeO	16,11	9,38	14,46	9,33	13,92	13,28	14,44
MnO	0,25	0,16	0,22	0,17	0,22	0,22	0,24
MgO	4,54	8,72	5,36	8,95	5,84	5,85	4,97
CaO	8,83	8,26	9,84	10,17	10,19	10,39	9,67
Na ₂ O	2,74	2,14	2,53	2,14	2,51	2,8	2,87
K ₂ O	0,49	1,24	0,55	0,55	0,37	0,27	0,38
P ₂ O ₅	0,52	0,1	0,41	0,08	0,3	0,13	0,26
P.F.	1,79	2,2	1,11	1,11	1,43	1,23	1,62
Soma	100	100	100	100	100	100	100
NORMA CIPW							
Qz	2,22	4,38	0	0,26	0	0	0
Or	2,89	7,32	3,25	3,25	2,18	1,59	2,24
Ab	23,18	18,1	21,4	18,1	21,23	23,69	24,28
An	18,31	22,96	27,7	29,91	26,41	27,97	24,08
Wo/Di	9,22	7,24	7,69	8,35	9,26	9,48	9,26
En/Di	3,06	4,02	2,87	4,63	3,73	3,77	3,23
Fs/Di	6,44	2,94	4,96	3,4	5,6	5,81	6,26
En/Hy	8,23	17,69	7,58	17,65	8,81	6,51	8,55
Fs/hy	17,29	12,95	13,08	12,97	13,23	10,03	16,57
Fo/Ol	0	0	2,01	0	1,39	2,99	0,4
Fa/Ol	0	0	3,83	0	2,3	5,08	0,87
Mt	2,34	0,89	0,3	0,1	1,26	0,02	0,57
Il	5,71	1,27	4,33	1,15	3,93	2,69	3,05
Ap	1,23	0,23	0,97	0,18	0,71	0,3	0,61
FeOt	17,57	9,94	14,65	9,39	14,7	13,3	14,8
mg#(0.15)	0,343	0,640	0,425	0,658	0,446	0,471	0,405
ELEMENTOS TRAÇOS							
Nd	37	15	30	10	28	14	22
Nb	21	8	16	5	13	9	13
Cr	33	540	173	766	174	115	102
Ni	48	158	88	215	69	61	49
Ba	121	258	106	110	72	46	79
Rb	11	38	14	15	9	7	10
Sr	131	169	116	131	116	109	123
La	19	19	20	9	15	9	16
Ce	59	34	46	24	33	22	39
Zr	310	102	236	70	195	94	176
Y	94	24	66	20	60	37	60
Petrografia	DA	DBN	DB ₂	DBN	DB ₂	DB ₂	DB ₂
Suíte	metamórfica	bás. norítica	básica	bás. norítica	básica	básica	básica
Direção	N40°E	N45°W	N25°W	N40°W	N10°E	N30°E	
Espessura(m)			15	20		10	
Longitude	44°55'37"	44°55'56"	45°00'58"	45°00'53"	44°59'49"	44°58'42"	44°58'42"
Latitude	21°08'07"	21°07'04"	21°08'09"	21°08'01"	21°07'43"	21°07'14"	21°07'14"

OBS: DBN, DB₁, DB₂, DMB e DA, conforme capítulo da Petrografia. Elementos maiores e menores (% em peso) normalizados a 100% sem a perda ao fogo (P.F.). Elementos traços em ppm. (bás. norítica = básica norítica).

Amostra	35	37	38	39	41	42	43
SiO ₂	53,62	49,54	54,8	73,74	54,2	48,99	48,82
TiO ₂	1,15	1,45	0,74	0,11	0,64	0,8	2,32
Al ₂ O ₃	14,55	15,89	14,46	13,79	12,96	14,73	11,78
Fe ₂ O ₃	0,9	0,08	0,69	0,08	1,02	1,38	2,09
FeO	11,26	12,91	9,54	1,08	9,23	10,96	15,78
MnO	0,18	0,2	0,16	0,01	0,17	0,19	0,26
MgO	5,67	6,42	6,94	0,31	10,26	9,46	6,54
CaO	8,95	10,58	9,33	1,03	8,55	11,34	9,96
Na ₂ O	2,56	2,46	2,15	3,48	1,78	1,94	1,99
K ₂ O	1,05	0,31	1,16	6,36	1,22	0,27	0,36
P ₂ O ₅	0,2	0,17	0,1	0,02	0,07	0,08	0,31
P.F.	1,95	1,38	1,98	0,54	2,05	1,94	1,88
Soma	100	100	100	100	100	100	100
NORMA CIPW							
Qz	3,16	0	4,65	26,12	2,69	0	0,21
Or	6,2	1,83	6,85	37,58	7,2	1,59	2,12
Ab	21,66	20,81	18,19	29,44	15,06	16,41	16,83
An	25,11	31,4	26,38	3,22	23,77	30,68	22,14
Wo/Di	7,51	8,34	8,03	0,73	7,59	10,45	10,53
En/Di	3,26	3,55	4,07	0,23	4,5	5,71	4,3
Fs/Di	4,24	4,8	3,77	0,52	2,7	4,37	6,31
En/Hy	10,85	7,08	13,2	0,53	21,04	8,76	11,98
Fs/hy	14,12	9,57	12,24	1,22	12,65	6,7	17,58
Fo/Ol	0	3,74	0	0	0	6,36	0
Fa/Ol	0	5,58	0	0	0	5,36	0
Mt	1,3	0,11	1	0,11	1,47	2	3,03
Il	2,18	2,75	1,4	0,2	1,21	1,51	4,4
Ap	0,47	0,4	0,23	0,04	0,16	0,18	0,73
FeOt	12,07	12,98	10,16	1,15	10,15	12,2	17,66
mg#(0.15)	0,487	0,500	0,580	0,353	0,672	0,611	0,428
ELEMENTOS TRAÇOS							
Nd	23	17	15	12	16	5	27
Nb	11	10	8	6	7	5	16
Cr	253	254	328	2	948	393	223
Ni	136	102	127	8	216	165	111
Ba	370	55	196	808	241	32	74
Rb	27	9	36	193	44	9	10
Sr	168	118	159	136	168	106	102
La	19	7	14	30	16	4	13
Ce	36	29	25	50	26	10	34
Zr	156	116	101	67	87	48	203
Y	38	41	27	9	32	26	73
Petrografia	DB ₁	DB ₂	DB ₁	granulito	DBN	DMB	DA
Suíte	bás. norítica	básica	bás. norítica	encaixante	bás. norítica	metamórfica	metamórfica
Direção	N60°W	N-S	N10°W		N40°W	N30°E	N40°E
Espessura(m)	10	7				10	
Longitude	44°57'49"	44°56'12"	44°56'09"	44°59'34"	44°52'04"	44°52'00"	44°51'20"
Latitude	21°07'12"	21°07'12"	21°07'12"	21°10'20"	21°06'26"	21°06'08"	21°05'16"

OBS: DBN, DB₁, DB₂, DMB e DA, conforme capítulo da Petrografia. Elementos maiores e menores (% em peso) normalizados a 100% sem a perda ao fogo (P.F.). Elementos traços em ppm. (bás. norítica = básica norítica).

Amostra	44	45	46	47	48	49	50
SiO ₂	50,1	50,33	50,13	49,91	50,15	50,38	49,89
TiO ₂	2,12	1,31	2,17	1,79	1,5	1,83	1,59
Al ₂ O ₃	13,46	17,07	12,38	13,65	14,46	13,2	13,97
Fe ₂ O ₃	0,1	0,36	2,06	0,8	1,19	2,24	0,51
FeO	15,33	11,74	15,3	14,07	14,02	13,12	13,36
MnO	0,25	0,2	0,25	0,23	0,22	0,22	0,22
MgO	5,72	5,35	5,28	6,68	5,95	6,75	6,95
CaO	9,69	10,54	9,53	10,06	9,18	10,19	10,61
Na ₂ O	2,61	2,73	2,38	2,23	2,92	1,72	2,4
K ₂ O	0,35	0,27	0,46	0,39	0,28	0,31	0,33
P ₂ O ₅	0,28	0,14	0,27	0,27	0,25	0,26	0,22
P.F.	1,62	0,82	1,8	1,73	1,6	1,71	1,72
Soma	100	100	100	100	100	100	100
NORMA CIPW							
Qz	0	0	1,52	0	0	3,72	0
Or	2,06	1,59	2,71	2,3	1,65	1,83	1,95
Ab	22,08	23,1	20,13	18,86	24,7	14,55	20,3
An	23,97	33,52	21,73	26,08	25,52	27,38	26,37
Wo/Di	9,29	7,45	9,92	9,21	7,67	8,96	10,36
En/Di	3,43	3,04	3,65	3,91	3,06	4,1	4,56
Fs/Di	6,04	4,45	6,47	5,32	4,69	4,79	5,77
En/Hy	8,64	7,48	9,49	11,31	8,5	12,7	8,62
Fs/Hy	15,18	10,94	16,8	15,4	13,02	14,83	10,91
Fo/Ol	1,51	1,95	0	0,98	2,27	0	2,88
Fa/Ol	2,93	3,14	0	1,47	3,84	0	4,02
Mt	0,14	0,52	2,98	1,15	1,72	3,24	0,73
Il	4,02	2,48	4,12	3,39	2,84	3,47	3,01
Ap	0,66	0,33	0,63	0,63	0,59	0,61	0,52
FeOt	15,42	12,06	17,15	14,79	15,09	15,14	13,82
mg#(0.15)	0,429	0,473	0,384	0,477	0,444	0,474	0,504
ELEMENTOS TRAÇOS							
Nd	24	12	26	23	18	24	21
Nb	14	8	15	13	13	14	11
Cr	209	108	98	172	139	185	228
Ni	82	72	89	86	101	82	95
Ba	97	51	80	91	62	80	88
Rb	11	8	6	11	5	5	8
Sr	128	127	119	126	179	146	128
La	15	8	15	18	9	16	14
Ce	35	16	38	34	32	31	30
Zr	191	87	194	185	170	192	160
Y	64	34	71	58	56	58	51
Petrografia	DB ₂	DB ₂	DA	DMB	DA	DA	DMB
Suite	básica	básica	metamórfica	metamórfica	metamórfica	metamórfica	metamórfica
Direção	N20°E	N-S	N25°E	N50°E		N10°E	N50°E
Espessura(m)	8	50		5			
Longitude	44°50'53"	44°50'43"	44°45'56"	44°46'21"	44°46'53"	44°48'37"	44°48'48"
Latitude	21°04'44"	21°04'11"	21°02'06"	21°01'57"	21°01'59"	21°03'16"	21°03'16"

OBS: DBN, DB₁, DB₂, DMB e DA, conforme capítulo da Petrografia. Elementos maiores e menores (% em peso) normalizados a 100% sem a perda ao fogo (P.F.). Elementos traços em ppm. (bás. norítica = básica norítica).

Amostra	51	52	53	54	55	56	57
SiO ₂	50,45	49,85	69,89	50,98	52,89	48,42	50,21
TiO ₂	2,01	0,98	0,55	0,67	0,67	1,8	2,74
Al ₂ O ₃	13,22	15,58	14,4	13,14	14,71	14,4	12,59
Fe ₂ O ₃	0,62	1,64	0,23	0,19	0,34	0,34	1,48
FeO	14,5	9,47	2,64	10,84	10,11	15,37	14,81
MnO	0,23	0,17	0,03	0,18	0,18	0,26	0,25
MgO	6,25	8,86	0,87	13,06	8,86	6,6	5,3
CaO	9,68	10,7	1,94	8,31	9,62	9,47	9,13
Na ₂ O	2,48	1,92	3,71	1,89	2,04	2,83	2,56
K ₂ O	0,33	0,78	5,58	0,66	0,54	0,33	0,65
P ₂ O ₅	0,29	0,21	0,18	0,1	0,07	0,21	0,43
P.F.	1,67	2,55	0,9	0,99	1,19	2,13	1,98
Soma	100	100	100	100	100	100	100
NORMA CIPW							
Qz	0	0	20,76	0	1,22	0	1,25
Or	1,95	4,6	32,97	3,9	3,19	1,95	3,84
Ab	20,98	16,24	31,39	15,99	17,26	23,94	21,66
An	23,96	31,59	6,15	25,42	29,38	25,61	20,94
Wo/Di	9,25	8,4	0,95	6,32	7,46	8,34	8,99
En/Di	3,74	4,81	0,35	3,78	4,02	3,31	3,43
Fs/Di	5,58	3,21	0,62	2,2	3,19	5,12	5,7
En/Hy	11,39	12,35	1,81	17,39	18,04	3,73	9,76
Fs/hy	17	8,24	3,18	10,15	14,31	5,79	16,21
Fo/Ol	0,29	3,43	0	7,94	0	6,57	0
Fa/Ol	0,48	2,52	0	5,11	0	11,22	0
Mt	0,89	2,37	0,33	0,27	0,49	0,49	2,14
Il	3,81	1,86	1,04	1,27	1,27	3,41	5,2
Ap	0,68	0,49	0,42	0,23	0,16	0,49	1,01
FeOt	15,06	10,95	2,85	11,01	10,42	15,68	16,14
mg#(0.15)	0,456	0,621	0,382	0,706	0,632	0,460	0,399
ELEMENTOS TRAÇOS							
Nd	26	13	78	10	8	17	34
Nb	15	7	20	9	7	11	20
Cr	167	368	12	1898	832	142	97
Ni	87	175	10	446	164	146	63
Ba	92	151	1099	143	121	8	172
Rb	10	25	169	19	14	11	12
Sr	110	137	186	101	110	147	125
La	13	9	122	9	7	9	21
Ce	36	18	214	27	21	26	57
Zr	208	101	346	83	75	141	279
Y	65	30	39	22	21	45	82
Petrografia	DMB	DA	granito	DBN	DBN	DMB	DA
Suite	metamórfica	metamórfica	encaixante	bás. norítica	bás. norítica	metamórfica	metamórfica
Direção	N30°E	N80°W		N55°W	N60°W	N30°W	N40°E
Espessura(m)	4						
Longitude	44°49'04"	44°45'00"	44°45'00"	44°50'46"	44°50'25"	44°49'41"	44°52'30"
Latitude	21°03'21"	21°00'00"	21°00'00"	21°01'39"	21°01'38"	21°01'13"	21°04'03"

OBS: DBN, DB₁, DB₂, DMB e DA, conforme capítulo da Petrografia. Elementos maiores e menores (% em peso) normalizados a 100% sem a perda ao fogo (P.F.). Elementos traços em ppm. (bás. norítica = básica norítica).

Amostra	58	59	60	61	62	63	64
SiO ₂	54,82	55,2	51,03	53,45	51,03	51,09	52,25
TiO ₂	0,9	0,82	1,4	3,64	1,14	1,26	0,55
Al ₂ O ₃	15,65	16,66	14,43	14,37	13,59	15,6	12,62
Fe ₂ O ₃	0,03	0,47	0,78	2,19	2,2	2,48	1,07
FeO	10,07	9,11	12,7	10,15	11,62	10,85	9,27
MnO	0,15	0,14	0,23	0,2	0,23	0,21	0,18
MgO	5,68	4,83	6,33	3,02	7,04	5,6	13,28
CaO	8,67	8,86	10,41	7,13	11,03	9,83	8,33
Na ₂ O	2,52	2,62	2,37	3,27	1,92	2,57	1,87
K ₂ O	1,35	1,2	0,27	1,73	0,31	0,63	0,61
P ₂ O ₅	0,16	0,14	0,13	1,07	0,11	0,13	0,08
P.F.	1,73	0,98	1,14	1,31	1,9	2,26	0,83
Soma	100	100	100	100	100	100	100
NORMA CIPW							
Qz	3,68	5,41	0,3	7,88	2,34	1,36	0
Or	7,97	7,09	1,59	10,22	1,83	3,72	3,6
Ab	21,32	22,16	20,05	27,67	16,24	21,74	15,82
An	27,4	30,15	27,93	19,42	27,54	29,17	24,24
Wo/Di	6,08	5,38	9,54	3,74	11,04	7,82	6,91
En/Di	2,72	2,36	4,11	1,51	5,35	3,59	4,4
Fs/Di	3,32	3	5,43	2,25	5,51	4,16	2,07
En/Hy	11,41	9,66	11,64	6	12,18	10,35	24,01
Fs/hy	13,93	12,24	15,36	8,93	12,55	12,01	11,3
Fo/Ol	0	0	0	0	0	0	3,26
Fa/Ol	0	0	0	0	0	0	1,69
Mt	0,04	0,68	1,13	3,17	3,18	3,59	1,55
Il	1,7	1,55	2,65	6,91	2,16	2,39	1,04
Ap	0,37	0,33	0,3	2,53	0,26	0,3	0,18
FeOt	10,1	9,53	13,4	12,12	13,6	13,08	10,23
mg#(0.15)	0,532	0,506	0,489	0,335	0,511	0,464	0,724
ELEMENTOS TRAÇOS							
Nd	19	23	17	51	14	15	12
Nb	8	8	10	32	9	12	7
Cr	224	207	189	9	158	120	1824
Ni	116	122	75	22	102	60	428
Ba	316	297	60	537	38	93	152
Rb	44	43	9	40	7	31	16
Sr	258	217	110	551	102	146	104
La	17	17	10	42	8	13	12
Ce	40	42	23	105	22	27	21
Zr	125	119	105	274	101	114	87
Y	26	21	34	48	40	37	16
Petrografia	DB ₁	DB ₁	DB ₂	DB ₂	DMB	DMB	DBN
Suite	bás. norítica	bás. norítica	básica	básica	metamórfica	metamórfica	bás. norítica
Direção	N45°W	N40°W	N-S		N-S	N35°E	N50°W
Espessura(m)		30			15		
Longitude	44°52'56"	44°53'22"	44°53'22"	44°40'17"	44°43'56"	44°46'18"	44°51'28"
Latitude	21°04'00"	21°03'34"	21°03'34"	21°00'31"	21°01'28"	20°57'56"	21°01'18"

OBS: DBN, DB₁, DB₂, DMB e DA, conforme capítulo da Petrografia. Elementos maiores e menores (% em peso) normalizados a 100% sem a perda ao fogo (P.F.). Elementos traços em ppm. (bás. norítica = básica norítica).

Amostra	65	66	67	68	70	72	73
SiO ₂	50,74	50,22	58,61	55,27	55,29	52,02	52,58
TiO ₂	2,1	2,26	0,58	0,85	0,87	0,46	2,36
Al ₂ O ₃	13,87	14,06	16,1	16,4	16,4	10,44	14,88
Fe ₂ O ₃	2,99	2,37	0,59	0,06	0,62	1,7	2,28
FeO	11,08	12,09	6,54	9,44	9,03	8,9	11,69
MnO	0,21	0,22	0,11	0,14	0,14	0,19	0,19
MgO	6,11	5,76	4,9	5,05	4,87	17,49	3,61
CaO	9,65	9,6	8,17	8,88	8,82	6,98	7,28
Na ₂ O	2,75	2,81	2,78	2,57	2,59	1,44	3,29
K ₂ O	0,54	0,59	1,59	1,2	1,28	0,49	1,64
P ₂ O ₅	0,26	0,26	0,09	0,15	0,15	0,06	0,43
P.F.	2,15	2,1	1,75	1,1	1,05	1,12	1,68
Soma	100	100	100	100	100	100	100
NORMA CIPW							
Qz	1,69	0,22	9,74	5,13	5,7	0	2,75
Or	3,19	3,48	9,39	7,09	7,56	2,89	9,69
Ab	23,26	23,77	23,52	21,74	21,91	12,18	27,83
An	23,9	24	26,75	29,67	29,34	20,57	20,99
Wo/Di	9,29	9,15	5,5	5,59	5,6	5,7	5,14
En/Di	4,61	4,16	2,84	2,44	2,5	3,93	1,88
Fs/Di	4,49	4,91	2,51	3,14	3,07	1,31	3,36
En/Hy	10,59	10,17	9,35	10,12	9,62	32,28	7,1
Fs/hy	10,3	12	8,25	13	11,81	10,77	12,67
Fo/Ol	0	0	0	0	0	5,14	0
Fa/Ol	0	0	0	0	0	1,89	0
Mt	4,33	3,43	0,85	0,08	0,89	2,46	3,3
Il	3,98	4,29	1,1	1,61	1,65	0,87	4,48
Ap	0,61	0,61	0,21	0,35	0,35	0,14	1,01
FeOt	13,77	14,22	7,07	9,49	9,59	10,43	13,74
mg#(0.15)	0,473	0,450	0,584	0,518	0,507	0,772	0,347
ELEMENTOS TRAÇOS							
Nd	22	22	16	20	20	10	41
Nb	18	19	7	9	10	6	17
Cr	118	102	197	211	207	2519	60
Ni	69	67	101	113	114	528	50
Ba	139	136	417	295	305	95	404
Rb	21	22	43	39	42	15	57
Sr	249	271	261	219	217	82	167
La	14	14	15	17	18	9	34
Ce	33	35	28	40	38	15	73
Zr	172	182	93	121	126	55	261
Y	40	41	13	23	23	13	55
Petrografia	DA	DA	DB ₁	DB ₁	DB ₁	DBN	DB ₂
Suíte	metamórfica	metamórfica	bás. norítica	bás. norítica	bás. norítica	bás. norítica	básica
Direção		E-W	N40°W		N60°W	N40°W	N30°W
Espessura(m)		10	40		100	20	40
Longitude	44°28'42"	44°28'25"	45°12'31"	45°12'31"	44°58'08"	44°56'32"	44°52'30"
Latitude	20°55'49"	20°56'21"	20°51'44"	20°51'44"	21°00'16"	20°58'39"	20°55'41"

OBS: DBN, DB₁, DB₂, DMB e DA, conforme capítulo da Petrografia. Elementos maiores e menores (% em peso) normalizados a 100% sem a perda ao fogo (P.F.). Elementos traços em ppm. (bás. norítica = básica norítica).

Amostra	74	75	76	77	79	80	81
SiO ₂	50,4	49,83	49,42	50,76	48,96	51,83	50,01
TiO ₂	3,05	1,6	1,15	1,52	3,23	2,35	1,89
Al ₂ O ₃	14,34	13,61	13,84	13,12	14,41	14,65	13,45
Fe ₂ O ₃	2,66	2,32	0,74	1,78	2,69	2,56	3,82
FeO	12,86	12,1	13,25	11,68	12,06	11,66	10,9
MnO	0,21	0,2	0,25	0,22	0,21	0,19	0,23
MgO	4,34	7,49	7,67	7,74	5,56	4,11	7,13
CaO	7,61	9,78	11,41	10,43	8,86	7,75	9,43
Na ₂ O	2,57	2,12	2,11	2,08	2,67	3,17	2,68
K ₂ O	1,78	0,98	0,15	0,73	0,87	1,58	0,61
P ₂ O ₅	0,45	0,2	0,08	0,12	0,75	0,41	0,23
P.F.	2,28	2,48	0,7	2,2	2,13	1,88	2,96
Soma	100	100	100	100	100	100	100
NORMA CIPW							
Qz	2,18	0	0	0	1,2	1,75	0,28
Or	10,51	5,79	0,88	4,31	5,14	9,33	3,6
Ab	21,74	17,93	17,85	17,6	22,59	26,82	22,67
An	22,33	24,72	27,85	24,3	24,76	21,07	22,86
Wo/Di	5,21	9,38	11,78	11,12	5,96	6,13	9,35
En/Di	2,06	4,67	5,39	5,63	2,82	2,44	5,03
Fs/Di	3,2	4,52	6,29	5,22	3,06	3,76	4,01
En/Hy	8,74	11,73	8,15	13,5	11,01	7,79	12,72
Fs/hy	13,56	11,34	9,51	12,52	11,91	12	10,15
Fo/Ol	0	1,57	3,89	0,09	0	0	0
Fa/Ol	0	1,67	5	0,09	0	0	0
Mt	3,85	3,36	1,07	2,58	3,9	3,71	5,53
Il	5,79	3,03	2,18	2,88	6,13	4,46	3,58
Ap	1,06	0,47	0,18	0,28	1,77	0,97	0,54
FeOt	15,25	14,19	13,92	13,28	14,48	13,96	14,34
mg#(0.15)	0,365	0,516	0,527	0,541	0,437	0,373	0,501
ELEMENTOS TRAÇOS							
Nd	38	20	11	15	37	39	22
Nb	30	12	6	9	21	17	18
Cr	47	234	259	297	90	90	108
Ni	56	102	100	96	71	80	77
Ba	707	311	32	201	431	377	159
Rb	106	32	7	38	43	67	29
Sr	274	204	89	169	582	178	341
La	37	16	7	11	21	31	16
Ce	79	34	18	26	52	69	38
Zr	341	151	64	90	188	247	162
Y	53	44	26	37	37	55	39
Petrografia	DB ₂	DMB	DB ₂	DA	DB ₂	DB ₂	DA
Suíte	básica	metamórfica	básica	metamórfica	básica	básica	metamórfica
Direção		N40°E	N-S	N-S	N60°E	N40°W	
Espessura(m)	0.35	20		20	20	20	
Longitude	44°52'30''	44°52'13''	44°51'38''	44°50'38''	44°45'26''	44°41'58''	44°27'50''
Latitude	20°55'41''	20°55'00''	20°54'28''	20°52'18''	20°45'00''	20°45'16''	20°56'37''

OBS: DBN, DB₁, DB₂, DMB e DA, conforme capítulo da Petrografia. Elementos maiores e menores (% em peso) normalizados a 100% sem a perda ao fogo (P.F.). Elementos traços em ppm. (bás. norítica = básica norítica).

Amostra	83	84	85	86	87	88	89
SiO ₂	49,8	49,87	49,91	51,7	50,07	50,19	49,9
TiO ₂	1,93	1,62	2,3	1,53	1,42	1,67	1,24
Al ₂ O ₃	14,27	13,55	13,96	13,24	15,81	14,85	16,58
Fe ₂ O ₃	3,66	2,11	2,99	1,37	1,17	1,54	1,68
FeO	10	12,24	13,28	13,28	11,91	12,97	10,74
MnO	0,21	0,21	0,22	0,23	0,21	0,23	0,2
MgO	7,26	6,82	5	6,03	5,7	5,37	6,46
CaO	9,84	10,33	8,98	9,44	10,89	10,29	10,62
Na ₂ O	2,4	2,68	2,78	2,59	2,59	2,54	2,38
K ₂ O	0,81	0,57	0,7	0,57	0,22	0,32	0,27
P ₂ O ₅	0,19	0,21	0,18	0,16	0,13	0,18	0,1
P.F.	2,68	1,77	2,06	1,99	0,98	1,09	1,1
Soma	100	100	100	100	100	100	100
NORMA CIPW							
Qz	0,36	0	0,71	1,01	0	0,12	0
Or	4,78	3,36	4,13	3,36	1,3	1,89	1,59
Ab	20,3	22,67	23,52	21,91	21,91	21,49	20,13
An	25,77	23,26	23,54	22,81	30,86	28,17	33,76
Wo/Di	9,1	11,11	8,27	9,59	9,31	9,06	7,62
En/Di	5,15	5,25	3,35	4	3,99	3,64	3,68
Fs/Di	3,57	5,71	4,99	5,63	5,33	5,5	3,81
En/Hy	12,92	7,58	9,09	11,01	8,35	9,73	11,04
Fs/hy	8,97	8,23	13,53	15,51	11,15	14,7	11,44
Fo/Ol	0	2,9	0	0	1,29	0	0,94
Fa/Ol	0	3,47	0	0	1,9	0	1,07
Mt	5,3	3,05	4,33	1,98	1,69	2,23	2,43
Il	3,66	3,07	4,36	2,9	2,69	3,17	2,35
Ap	0,45	0,49	0,42	0,37	0,3	0,42	0,23
FeOt	13,29	14,14	15,97	14,51	12,96	14,36	12,25
mg#(0.15)	0,525	0,494	0,388	0,457	0,471	0,431	0,516
ELEMENTOS TRAÇOS							
Nd	24	22	19	23	19	21	17
Nb	18	13	13	13	9	10	10
Cr	185	218	69	91	114	131	206
Ni	95	114	55	67	70	65	96
Ba	112	85	176	116	54	64	80
Rb	53	21	25	24	7	14	9
Sr	226	125	167	134	124	113	119
La	16	16	15	17	10	12	7
Ce	33	36	38	34	23	33	30
Zr	176	165	140	141	90	131	97
Y	36	48	42	49	29	42	30
Petrografia	DA	DA	DA	DA	DB ₂	DB ₂	DB ₂
Suite	metamórfica	metamórfica	metamórfica	metamórfica	básica	básica	básica
Direção	N60°E	E-W	E-W		N45°W		N-S
Espessura(m)	2	6	20		40		1
Longitude	44°36'29''	44°53'31''	44°52'26''	44°52'26''	44°51'47''	44°51'47''	44°50'55''
Latitude	20°58'15''	20°57'26''	20°58'06''	20°58'06''	20°59'28''	20°59'28''	20°59'28''

OBS: DBN, DB₁, DB₂, DMB e DA, conforme capítulo da Petrografia. Elementos maiores e menores (% em peso) normalizados a 100% sem a perda ao fogo (P.F.). Elementos traços em ppm. (bás. norítica = básica norítica).

Amostra	90	91	92	93	94	95	96
SiO ₂	48,73	72,58	49,21	70,31	69,54	49,19	50,97
TiO ₂	1,27	0,28	2,89	0,66	0,82	2,79	1,51
Al ₂ O ₃	16,76	14,86	11,92	14,15	13,7	11,93	12,41
Fe ₂ O ₃	0,86	0,73	3,54	0,37	0,23	3,28	2,81
FeO	11,86	1,01	14,73	2,99	4,16	14,85	12,37
MnO	0,2	0,02	0,23	0,04	0,05	0,21	0,25
MgO	6,25	1,09	4,82	0,76	0,77	5,02	6,01
CaO	11,41	2,77	9,43	1,83	2,29	9,53	10,99
Na ₂ O	2,34	5,42	2,61	3,22	3,16	2,34	2,45
K ₂ O	0,28	1,18	0,57	5,48	4,97	0,76	0,31
P ₂ O ₅	0,13	0,13	0,4	0,23	0,33	0,43	0,2
P.F.	0,97	0,63	1,51	0,68	0,79	1,7	1,54
Soma	100	100	100	100	100	100	100
NORMA CIPW							
Qz	0	29	1,98	24,3	24,34	2,04	1,97
Or	1,65	6,97	3,36	32,38	29,37	4,49	1,83
Ab	19,8	45,86	22,08	27,24	26,73	19,8	20,73
An	34,4	12,73	19,12	7,57	8,52	19,8	21,95
Wo/Di	8,91	0,06	10,45	0	0,28	10,29	13,05
En/Di	3,96	0,04	4,01	0	0,07	3,97	5,83
Fs/Di	4,92	0,01	6,6	0	0,23	6,47	7,16
En/Hy	5,5	2,66	7,99	1,89	1,84	8,52	9,13
Fs/hy	6,84	0,81	13,17	4,16	5,95	13,87	11,2
Fo/Ol	4,27	0	0	0	0	0	0
Fa/Ol	5,85	0	0	0	0	0	0
Mt	1,24	1,05	5,13	0,53	0,33	4,75	4,07
Il	2,41	0,53	5,48	1,25	1,55	5,29	2,86
Ap	0,3	0,3	0,94	0,54	0,78	1,01	0,47
FeOt	12,63	1,67	17,92	3,32	4,37	17,8	14,9
mg#(0.15)	0,500	0,569	0,352	0,316	0,263	0,363	0,449
ELEMENTOS TRAÇOS							
Nd	16	15	29	69	56	28	20
Nb	10	6	20	26	26	20	13
Cr	201	4	74	5	7	89	162
Ni	96	6	59	11	9	50	50
Ba	57	442	114	1279	1246	100	79
Rb	10	20	8	117	95	17	9
Sr	127	456	130	152	150	112	113
La	11	30	19	95	67	16	14
Ce	27	50	45	188	136	46	29
Zr	102	148	274	560	620	248	153
Y	28	2	82	42	41	69	49
Petrografia	DB ₂	granulito	DA	granulito	granulito	DA	DMB
Suite	básica	encaixante	metamórfica	encaixante	encaixante	metamórfica	metamórfica
Direção	N-S					N50°E	N30°E
Espessura(m)	5					20	10
Longitude	44°50'55"	44°50'55"	44°49'04"	44°51'28"	44°51'57"	44°48'03"	44°51'13"
Latitude	20°59'28"	20°59'28"	21°00'49"	21°01'18"	21°01'18"	21°01'37"	21°01'37"

OBIS: DBN, DB₁, DB₂, DMB e DA, conforme capítulo da Petrografia. Elementos maiores e menores (% em peso) normalizados a 100% sem a perda ao fogo (P.F.). Elementos traços em ppm. (bás. norítica = básica norítica).

Amostra	97	98	99	100	103	105	106
SiO ₂	51,15	51,7	51,89	49,2	50,67	50,31	50,38
TiO ₂	1,84	1,82	1,53	2,05	1,08	1,64	0,98
Al ₂ O ₃	12,58	12,83	13,03	15,3	12,49	13,52	13,54
Fe ₂ O ₃	3,09	3,91	2,52	0,76	8,79	2,62	2,49
FeO	13,3	12,03	11,28	13,46	5,66	11,82	10,82
MnO	0,25	0,23	0,22	0,22	0,2	0,22	0,22
MgO	5,4	5,09	6,64	5,48	8,55	7,02	8,52
CaO	9,52	9,61	10,16	10,48	11,2	10,48	10,29
Na ₂ O	2,43	2,49	2,22	2,55	1,86	2,17	1,99
K ₂ O	0,53	0,47	0,58	0,27	0,26	0,26	0,92
P ₂ O ₅	0,22	0,21	0,18	0,31	0,12	0,2	0,1
P.F.	1,83	1,98	1,9	0,82	1,93	1,82	2,64
Soma	100	100	100	100	100	100	100
NORMA CIPW							
Qz	3,53	5,56	3,55	0	8,1	1,73	0
Or	3,13	2,77	3,42	1,59	1,53	1,53	5,43
Ab	20,56	21,06	18,78	21,57	15,73	18,36	16,83
An	21,85	22,44	23,87	29,5	24,96	26,38	25,29
Wo/Di	9,99	9,96	10,58	8,54	12,44	10,14	10,48
En/Di	4,12	4,35	5,19	3,39	10,13	5,01	5,67
Fs/Di	5,92	5,59	5,19	5,24	0,81	4,94	4,44
En/Hy	9,31	8,32	11,33	7,77	11,15	12,47	12,76
Fs/Hy	13,37	10,68	11,32	12,03	0,9	12,3	9,98
Fo/Ol	0	0	0	1,73	0	0	1,94
Fa/Ol	0	0	0	2,95	0	0	1,67
Mt	4,48	5,66	3,65	1,1	12,74	3,79	3,61
Il	3,49	3,45	2,9	3,89	2,05	3,11	1,86
Ap	0,52	0,49	0,42	0,73	0,28	0,47	0,23
FeOt	16,08	15,55	13,55	14,14	13,57	14,18	13,06
mg#(0.15)	0,404	0,398	0,498	0,439	0,560	0,500	0,569
ELEMENTOS TRAÇOS							
Nd	23	70	18	24	15	25	22
Nb	14	15	12	13	7	14	8
Cr	90	98	99	220	325	226	282
Ni	56	46	67	95	113	94	121
Ba	112	1221	103	79	42	59	100
Rb	20	11	25	10	11	8	57
Sr	116	118	138	110	162	109	117
La	17	70	13	15	12	17	15
Ce	35	36	38	44	18	38	21
Zr	171	169	148	196	93	171	80
Y	56	59	52	54	31	50	29
Petrografia	DMB	DMB	DB ₂	DB ₂	DA	DA	DA
Suíte	metamórfica	metamórfica	básica	básica	metamórfica	metamórfica	metamórfica
Direção		N30°E	N30°W	N-S	E-W	N-S	N20°E
Espessura(m)			30	3	30	30	25
Longitude	44°51'13''	44°51'13''	44°48'47''	45°02'27''	44°42'35''	44°44'45''	44°45'11''
Latitude	21°01'37''	21°01'37''	21°01'13''	21°12'20''	21°05'16''	21°02'02''	21°03'47''

OBS: DBN, DB₁, DB₂, DMB e DA, conforme capítulo da Petrografia. Elementos maiores e menores (% em peso) normalizados a 100% sem a perda ao fogo (P.F.). Elementos traços em ppm. (bás. norítica = básica norítica).

Amostra	107	110	111	112	113	128	131
SiO ₂	49,83	49,66	50,18	55,03	55,1	50,41	50,47
TiO ₂	0,81	2,28	1,56	0,89	0,8	1,02	1,88
Al ₂ O ₃	13,68	12,81	12,77	16,11	14,57	12,64	12,98
Fe ₂ O ₃	2,21	3,7	3,1	0,79	2,51	3,78	1,38
FeO	9,41	13,54	12,56	9,16	8,04	10,33	14,84
MnO	0,19	0,21	0,22	0,14	0,15	0,22	0,25
MgO	9,06	6,59	7,17	4,89	6,28	8,79	5,45
CaO	12,62	8,02	9,55	9,03	8,8	10,76	9,66
Na ₂ O	1,77	1,9	2,4	2,56	2,14	1,72	2,7
K ₂ O	0,57	1,29	0,56	1,32	1,72	0,62	0,34
P ₂ O ₅	0,07	0,37	0,24	0,16	0,14	0,09	0,19
P.F.	1,87	2,92	2,33	1,04	2,33	2,56	1,79
Soma	100	100	100	100	100	100	100
NORMA CIPW							
Qz	0	2,49	0,3	5,36	6,75	1,5	0
Or	3,36	7,62	3,3	7,8	10,16	3,66	2
Ab	14,97	16,07	20,3	21,66	18,1	14,55	22,84
An	27,7	22,61	22,41	28,56	25,07	24,93	22,29
Wo/Di	14,38	6,16	9,76	6,34	7,37	11,63	10,18
En/Di	8,35	2,87	4,73	2,83	4,07	6,67	3,8
Fs/Di	5,35	3,22	4,86	3,47	3,03	4,44	6,57
En/Hy	9,38	13,53	13,11	9,34	11,56	15,21	9,41
Fs/hy	6,01	15,2	13,46	11,47	8,61	10,12	16,28
Fo/Ol	3,37	0	0	0	0	0	0,24
Fa/Ol	2,38	0	0	0	0	0	0,47
Mt	3,2	5,36	4,49	1,14	3,63	5,48	2
Il	1,53	4,33	2,96	1,69	1,51	1,93	3,57
Ap	0,16	0,87	0,56	0,37	0,33	0,21	0,45
FeOt	11,4	16,87	15,35	9,87	10,3	13,73	16,08
mg#(0.15)	0,616	0,441	0,486	0,500	0,552	0,564	0,407
ELEMENTOS TRAÇOS							
Nd	9	34	20	23	23	11	15
Nb	6	18	14	8	9	9	15
Cr	874	178	203	200	183	273	130
Ni	126	76	95	113	105	151	72
Ba	63	317	126	303	302	35	71
Rb	22	50	20	46	65	29	10
Sr	147	158	183	234	277	156	108
La	7	34	17	22	21	6	13
Ce	22	80	34	43	43	27	36
Zr	59	332	178	135	142	78	155
Y	23	54	53	24	26	26	49
Petrografia	DA	DA	DA	DB ₁	DB ₁	DA	DB ₂
Suíte	metamórfica	metamórfica	metamórfica	bás. norítica	bás. norítica	metamórfica	básica
Direção	N70°E	N-S	N40°E	N20°W			N15°E
Espessura(m)	30	25	15	50			4
Longitude	44°45'28"	44°47'20"	44°47'20"	44°47'20"	44°47'20"	44°42'11"	45°03'53"
Latitude	21°07'18"	21°09'28"	21°09'52"	21°08'55"	21°08'31"	20°59'44"	21°10'43"

OBS: DBN, DB₁, DB₂, DMB e DA, conforme capítulo da Petrografia. Elementos maiores e menores (% em peso) normalizados a 100% sem a perda ao fogo (P.F.). Elementos traços em ppm. (bás. norítica = básica norítica).

Amostra	133	142	144	150	451*	621*	659*
SiO ₂	50,13	71,88	53,81	68,42	50,74	53,93	49,97
TiO ₂	0,61	0,42	0,67	0,51	2,9	0,6	1,72
Al ₂ O ₃	15,45	13,56	13,2	16,24	14,73	14,37	13,32
Fe ₂ O ₃	0,68	0,37	0,84	0,18	1,38	1,28	2,64
FeO	9,8	2,88	9,5	2,54	13,49	8,48	12,33
MnO	0,2	0,04	0,18	0,04	0,2	0,16	0,22
MgO	8,32	0,55	9,95	1,27	4,41	9,59	6,81
CaO	12,69	1,35	9,27	3,55	7,23	9,01	10,56
Na ₂ O	2,09	3,95	1,86	5,77	3,07	2,02	2,13
K ₂ O	0,04	4,9	0,72	1,28	1,67	0,62	0,34
P ₂ O ₅	0,06	0,14	0,08	0,22	0,7	0,07	0,22
P.F.	0,97	0,7	1,68	0,48	1,37	1,73	1,64
Soma	100	100	100	100	100	100	100
NORMA CIPW							
Qz	0	25,05	2,79	19,7	0	3,54	1,34
Or	0,23	28,95	4,25	7,56	9,86	3,66	2
Ab	17,68	33,42	15,73	48,82	25,97	17,09	18,02
An	32,65	4,79	25,54	14,63	21,48	28,31	25,78
Wo/Di	12,48	0,41	8,31	0,64	4,09	6,65	10,51
En/Di	6,67	0,1	4,82	0,29	1,51	3,99	5,02
Fs/Di	5,41	0,33	3,11	0,34	2,65	2,3	5,33
En/Hy	8,26	1,26	19,95	2,87	9,12	19,89	11,93
Fs/hy	6,7	4,03	12,86	3,4	15,97	11,51	12,69
Fo/Ol	4,05	0	0	0	0,23	0	0
Fa/Ol	3,61	0	0	0	0,45	0	0
Mt	0,98	0,53	1,21	0,26	2	1,85	3,82
Il	1,15	0,79	1,27	0,96	5,5	1,13	3,26
Ap	0,14	0,33	0,18	0,52	1,65	0,16	0,52
FeOt	10,41	3,21	10,26	2,7	14,73	9,63	14,71
mg#(0.15)	0,618	0,257	0,662	0,487	0,383	0,668	0,484
ELEMENTOS TRAÇOS							
Nd	8	50	12	24	45	12	21
Nb	7	20	6	13	27	8	14
Cr	501	1	659	9	42	941	202
Ni	176	10	191	5	61	198	100
Ba	3	1137	138	813	804	139	63
Rb	5	144	27	18	42	18	7
Sr	267	137	111	672	282	116	116
La	2	78	10	38	34	9	15
Ce	14	143	26	67	85	27	39
Zr	21	276	77	132	301	77	176
Y	14	42	17	11	50	17	49
Petrografia	granulito	ortognaisse	DBN	granulito	DB ₂	DBN	DMB
Suíte	encaixante	encaixante	bás. norítica	encaixante	básica	bás. norítica	metamórfica
Direção			N20°W				
Espessura(m)			20				
Longitude	45°04'36''	45°03'01''	45°02'35''	44°58'07''			
Latitude	21°07'28''	21°12'29''	21°10'39''	21°10'30''			

(*) = Amostras cedidas pelo Prof. Québécois. **OBS:** DBN, DB₁, DB₂, DMB e DA, conforme capítulo da Petrografia.

Elementos maiores e menores (% em peso) normalizados a 100% sem a perda ao fogo (P.F.). Elementos traços em ppm. (bás. norítica = básica norítica).

Amostra	1091*	1206*	1208*	1211*	1212*	1215*	1217*
SiO ₂	51,05	48,73	48,4	50,95	51,35	51,68	50,34
TiO ₂	1,31	1,87	1,88	0,59	0,54	0,36	1,35
Al ₂ O ₃	13,36	14,67	13,99	12,89	10,53	12,08	15,12
Fe ₂ O ₃	4,16	2,07	2,16	1,08	3,48	0,72	0,79
FeO	10,2	13,65	13,93	9,83	7,93	8,89	12,26
MnO	0,23	0,24	0,27	0,18	0,19	0,17	0,22
MgO	6,94	6,21	6,47	13,58	16,93	16,4	6,35
CaO	10,49	9,59	9,92	8,58	7,34	7,81	10,9
Na ₂ O	2,16	2,7	2,7	1,81	1,47	1,59	2,38
K ₂ O	0,4	0,29	0,3	0,54	0,51	0,32	0,24
P ₂ O ₅	0,12	0,19	0,2	0,08	0,08	0,05	0,13
P.F.	2,12	1,91	1,63	0,71	0,83	0,77	0,89
Soma	100	100	100	100	100	100	100
NORMA CIPW							
Qz	3,84	0	0	0	0	0	0
Or	2,36	1,71	1,77	3,19	3,01	1,89	1,41
Ab	18,27	22,84	22,84	15,31	12,43	13,45	20,13
An	25,57	27,05	25,16	25,45	20,62	24,88	29,86
Wo/Di	10,72	8,05	9,49	6,92	6,37	5,65	9,75
En/Di	5,8	3,44	4,1	4,36	4,58	3,79	4,29
Fs/Di	4,55	4,61	5,39	2,13	1,21	1,43	5,43
En/Hy	11,47	7,67	6,11	19,74	32,93	26,81	9,88
Fs/hy	9	10,27	8,04	9,64	8,7	10,14	12,53
Fo/Ol	0	3,04	4,13	6,8	3,25	7,17	1,14
Fa/Ol	0	4,49	5,99	3,66	0,94	2,98	1,59
Mt	6,03	3	3,13	1,56	5,04	1,04	1,14
Il	2,48	3,55	3,57	1,12	1,02	0,68	2,56
Ap	0,28	0,45	0,47	0,18	0,18	0,11	0,3
FeOt	13,94	15,51	15,87	10,8	11,06	9,54	12,97
mg#(0.15)	0,502	0,447	0,452	0,718	0,756	0,777	0,498
ELEMENTOS TRAÇOS							
Nd	15	20	17	9	11	8	14
Nb	12	10	12	8	7	6	9
Cr	179	144	170	1974	2590	2381	192
Ni	75	120	92	453	547	519	80
Ba	67	85	94	115	117	72	47
Rb	12	12	11	17	16	10	8
Sr	114	156	149	96	78	90	107
La	12	9	7	10	11	7	7
Ce	33	25	27	19	12	14	19
Zr	111	130	130	73	69	44	98
Y	36	38	36	18	17	10	30
Petrografia	DA	DB ₂	DB ₂	DBN	DBN	DBN	DB ₂
Suíte	metamórfica	básica	básica	bás. norítica	bás. norítica	bás. norítica	básica
Direção							
Espessura(m)							

(*) = Amostras cedidas pelo Prof. Quéméneur. **OBS:** DBN, DB₁, DB₂, DMB e DA, conforme capítulo da Petrografia.

Elementos maiores e menores (% em peso) normalizados a 100% sem a perda ao fogo (P.F.). Elementos traços em ppm. (bás. norítica = básica norítica).

Amostra	1220*	1223*	1230*	1231*
SiO ₂	49,29	55,03	50,73	50,55
TiO ₂	1,93	0,82	1,08	1,31
Al ₂ O ₃	14,89	17,16	15,56	15,01
Fe ₂ O ₃	1,56	0,38	1,31	0,92
FeO	12,47	8,88	10,52	12,19
MnO	0,22	0,14	0,21	0,22
MgO	5,72	4,44	6,76	6,55
CaO	11	9,27	11,25	10,61
Na ₂ O	2,55	2,55	2,35	2,33
K ₂ O	0,25	1,22	0,25	0,28
P ₂ O ₅	0,28	0,15	0,11	0,12
P.F.	0,89	0,88	0,89	1,03
Soma	100	100	100	100
NORMA CIPW				
Qz	0	5,54	0	0
Or	1,47	7,2	1,47	1,65
Ab	21,57	21,57	19,88	19,71
An	28,44	31,77	31,17	29,67
Wo/Di	10,14	5,52	9,98	9,26
En/Di	4,37	2,35	4,9	4,15
Fs/Di	5,77	3,17	4,9	5,06
En/Hy	7,97	8,69	11,41	11,3
Fs/hy	10,54	11,72	11,41	13,76
Fo/Ol	1,32	0	0,36	0,6
Fa/Ol	1,93	0	0,4	0,8
Mt	2,26	0,55	1,89	1,33
Il	3,66	1,55	2,05	2,48
Ap	0,66	0,35	0,26	0,28
FeOt	13,87	9,22	11,7	13,02
mg#(0.15)	0,455	0,493	0,539	0,504
ELEMENTOS TRAÇOS				
Nd	20	24	13	13
Nb	13	8	8	10
Cr	183	200	229	248
Ni	78	115	88	83
Ba	58	281	51	60
Rb	9	38	9	11
Sr	113	220	113	109
La	17	21	7	9
Ce	40	43	20	22
Zr	170	120	82	98
Y	49	21	30	33
Petrografia	DB ₂	DB ₁	DB ₂	DB ₂
Suíte	básica	bás. norítica	básica	básica
Direção				
Espessura(m)				

(*) = Amostras cedidas pelo Prof. Quéméneur. **OBS:** DBN, DB₁, DB₂, DMB e DA, conforme capítulo da Petrografia. Elementos maiores e menores (% em peso) normalizados a 100% sem a perda ao fogo (P.F.). Elementos traços em ppm. (bás. norítica = básica norítica).

APÊNDICE 2 - Análises químicas das fases minerais

AMOSTRA	DB ₁ -19		DB ₂ -34				DB ₂ -45			DB ₂ -60		DB ₂ -100
	P	T	T	T	P	T	P	T	Tpig	P	T	P
SiO ₂	50,28	51,03	52,40	48,66	48,46	47,78	52,33	51,65	51,96	53,11	49,58	52,01
TiO ₂	0,74	0,53	0,02	0,85	0,61	0,61	0,31	0,54	0,34	0,26	0,53	0,20
Al ₂ O ₃	2,89	2,58	0,20	6,15	5,84	6,17	1,77	2,68	1,20	1,95	5,66	1,27
FeO _i	13,83	14,31	13,76	22,07	23,68	25,04	10,48	11,67	22,24	10,40	19,46	10,54
MnO	0,34	0,36	0,36	0,27	0,30	0,39	0,22	0,22	0,57	0,21	0,27	0,21
MgO	14,01	13,87	10,57	9,63	9,31	9,15	16,74	15,51	19,02	14,74	10,81	12,71
CaO	17,51	16,85	22,48	11,13	10,73	9,70	17,65	17,32	4,57	18,96	12,77	22,93
Na ₂ O	0,35	0,27	0,22	1,20	1,06	1,13	0,21	0,28	0,02	0,31	0,91	0,11
Cr ₂ O ₃	0,05	0,20		0,04		0,03	0,29	0,14	0,08	0,06		0,03
SOMA	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Fe ₂ O ₃ *	2,65	0,83	0,21	0,43	0,85	1,91	1,41	0,82	0,24			1,01
Si	1,889	1,923	2,001	1,874	1,876	1,855	1,936	1,922	1,960	1,972	1,893	1,955
Al ^{IV}	0,111	0,077		0,126	0,124	0,145	0,064	0,078	0,040	0,028	0,107	0,045
SOMA	2,000	2,000	2,001	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Al ^{VI}	0,017	0,038	0,009	0,153	0,143	0,137	0,013	0,040	0,013	0,057	0,148	0,011
Fe ²⁺	0,360	0,427	0,433	0,698	0,742	0,757	0,285	0,340	0,695	0,323	0,621	0,303
Fe ³⁺	0,075	0,024	0,006	0,012	0,025	0,056	0,039	0,023	0,007			0,029
Cr	0,001	0,006		0,001		0,001	0,008	0,004	0,002	0,002		0,001
Mg	0,784	0,779	0,601	0,553	0,537	0,529	0,923	0,860	1,069	0,816	0,615	0,712
Mn	0,011	0,012	0,012	0,009	0,010	0,013	0,007	0,007	0,018	0,007	0,009	0,007
Ti	0,021	0,015	0,001	0,025	0,018	0,018	0,009	0,015	0,010	0,007	0,015	0,006
Ca	0,705	0,680	0,920	0,459	0,445	0,403	0,700	0,691	0,185	0,754	0,523	0,924
Na	0,025	0,020	0,016	0,090	0,080	0,085	0,015	0,020	0,001	0,023	0,067	0,008
SOMA	1,999	2,001	1,998	2,000	2,000	1,999	1,999	2,000	2,000	1,989	1,998	2,001
Ca	36,43	35,38	46,65	26,52	25,30	22,92	35,82	35,97	9,37	39,68	29,58	46,78
Mg	40,52	40,53	30,48	31,95	30,53	30,09	47,24	44,77	54,15	42,95	34,79	36,05
Fe*	23,05	24,09	22,87	41,54	44,17	46,99	16,94	19,26	36,47	17,37	35,63	17,16

AMOSTRA	DB ₂ -15		DB ₂ -22		DB ₂ -27		DB ₂ -37	DMB-50
	T	Tpig	T	Topx	T	Tpig	T	T
SiO ₂	48,65	52,23	52,09	49,22	50,76	51,14	50,96	46,11
TiO ₂	2,22	0,57	0,11	0,07	0,18	0,02	0,35	0,50
Al ₂ O ₃	3,83	1,55	0,49	2,12	1,92	0,46	2,57	11,19
FeO _i	17,30	20,38	11,56	33,67	12,23	28,03	13,55	18,72
MnO	0,39	0,37	0,37	0,85	0,31	0,76	0,31	0,20
MgO	13,37	19,98	11,44	13,80	11,89	13,88	15,30	9,50
CaO	13,87	4,80	23,74	0,48	22,43	5,71	16,54	12,49
Na ₂ O	0,31	0,08	0,19		0,42		0,15	1,25
Cr ₂ O ₃	0,06	0,05	0,01		0,06		0,27	0,04
SOMA	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Fe ₂ O ₃ *	0,62		1,03	0,51	3,57		1,97	2,31
Si	1,852	1,953	1,975	1,941	1,916	1,992	1,907	1,748
Al ^{IV}	0,148	0,047	0,022	0,059	0,084	0,008	0,093	0,252
SOMA	2,000	2,000	1,997	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Al ^{VI}	0,024	0,021		0,040	0,001	0,014	0,021	0,248
Fe ²⁺	0,533	0,637	0,337	1,096	0,285	0,913	0,369	0,528
Fe ³⁺	0,018		0,029	0,015	0,101		0,056	0,066
Cr ³⁺	0,002	0,001			0,002		0,008	0,001
Mg	0,758	1,112	0,649	0,799	0,658	0,806	0,854	0,537
Mn	0,013	0,012	0,012	0,028	0,010	0,025	0,010	0,006
Ti	0,064	0,016	0,003	0,002	0,005	0,001	0,010	0,014
Ca	0,566	0,193	0,965	0,020	0,907	0,238	0,663	0,507
Na	0,023	0,006	0,014		0,031		0,011	0,092
SOMA	2,000	1,999	2,006	2,000	2,000	1,996	2,000	1,999
Ca	29,98	9,88	48,44	1,02	46,25	12,01	33,97	30,84
Mg	40,15	56,01	32,58	40,81	33,66	40,67	43,75	32,66
Fe*	29,87	33,21	18,98	58,17	20,19	47,33	22,28	36,50

Tabela V.1 - Microanálises químicas dos piroxênios ricos e pobres em cálcio presentes nos diques básicos (DB) 1 e 2, metabásicos (DMB) e básicos noríticos (DBN). P = estágio de cristalização precoce; T = estágio de cristalização tardia; pig = pigeonita, opx = ortopiroxênio. Fe₂O₃* calculado segundo Papike et al, 1974. Fe* = Fe⁺² + Fe⁺³ + Mn.

AMOSTRA	DBN-28					DBN-35			DBN-54		
	P	T	Popx	Topx ₁	Topx ₂	T	Ppig	Tpig	T	Popx	Topx
SiO ₂	52,17	52,01	54,57	52,29	53,93	49,56	50,75	50,13	51,62	56,21	54,46
TiO ₂	0,24	0,25	0,04	0,12	0,13	0,68	0,25	0,23	0,33	0,04	0,09
Al ₂ O ₃	2,18	2,68	2,59	2,17	1,63	2,87	1,52	1,59	3,11	1,06	1,32
FeO ₁	10,28	11,43	13,05	20,49	17,39	18,88	26,36	27,40	11,42	10,09	13,92
MnO	0,19	0,18	0,18	0,42	0,51	0,35	0,56	0,70	0,26	0,23	0,23
MgO	15,26	16,59	28,25	21,96	23,73	12,01	15,74	14,44	17,30	30,29	26,98
CaO	19,24	16,41	0,61	1,61	2,52	15,39	4,79	5,43	15,66	1,67	2,53
Na ₂ O	0,22	0,22	0,01	0,04	0,01	0,26	0,03	0,06	0,15		0,03
Cr ₂ O ₃	0,22	0,24	0,70	0,90	0,14			0,02	0,26	0,41	0,44
SOMA	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Fe ₂ O ₃ *	0,83	0,87				1,89	0,39	1,03	1,19		0,45
Si	1,939	1,927	1,944	1,941	1,971	1,898	1,954	1,944	1,908	1,979	1,958
Al ^{IV}	0,061	0,073	0,056	0,059	0,029	0,102	0,046	0,056	0,092	0,021	0,042
SOMA	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Al ^{VI}	0,034	0,044	0,053	0,036	0,041	0,028	0,023	0,017	0,044	0,023	0,014
Fe ²⁺	0,296	0,330	0,389	0,636	0,532	0,551	0,838	0,858	0,320	0,297	0,406
Fe ³⁺	0,023	0,024				0,054	0,011	0,030	0,033		0,012
Cr ³⁺	0,006	0,007	0,020	0,026	0,004			0,001	0,008	0,011	0,013
Mg	0,845	0,916	1,499	1,215	1,293	0,686	0,903	0,835	0,948	1,589	1,446
Mn	0,006	0,006	0,005	0,013	0,016	0,011	0,018	0,023	0,008	0,007	0,007
Ti	0,007	0,007	0,001	0,003	0,004	0,020	0,007	0,007	0,009	0,001	0,002
Ca	0,766	0,651	0,023	0,064	0,099	0,632	0,197	0,226	0,620	0,063	0,097
Na	0,016	0,016	0,001	0,003	0,001	0,019	0,002	0,004	0,011		0,002
SOMA	2,000	2,000	1,991	1,996	1,989	2,000	2,000	2,000	2,000	1,992	2,000
Ca	39,57	33,78	1,20	3,32	5,10	32,68	10,02	11,46	32,14	3,22	4,93
Mg	43,65	47,54	78,24	63,02	66,65	35,47	45,91	42,34	49,14	81,24	73,48
Fe*	16,79	18,68	20,56	33,66	28,25	31,85	44,08	46,20	18,71	15,54	21,60

AMOSTRA	DBN-25				DBN-55					DBN-64			
	Popx	Topx	P	T	P	T	Popx	Topx	Tpig	P	T	Popx	Topx
SiO ₂	55,43	55,00	52,48	52,13	52,32	51,54	55,61	54,67	53,60	52,32	49,71	54,94	54,39
TiO ₂	0,15	0,04	0,17	0,22	0,18	0,17	0,09	0,15	0,12	0,54	0,44	0,11	0,10
Al ₂ O ₃	1,44	0,95	2,69	2,14	3,28	1,95	1,56	1,91	1,20	3,19	3,42	2,12	1,44
FeO ₁	10,59	14,26	7,48	11,28	9,84	21,02	9,05	11,65	16,42	9,87	14,38	9,42	15,13
MnO	0,16	0,24	0,16	0,22	0,24	0,53	0,14	0,21	0,35	0,16	0,08	0,21	0,23
MgO	29,71	27,13	17,23	16,46	20,07	13,99	31,02	29,01	20,99	15,42	17,09	30,21	26,26
CaO	1,98	2,12	19,32	17,29	13,61	10,68	1,77	1,66	7,36	18,12	13,42	2,22	1,88
Na ₂ O	0,03	0,01	0,17	0,20	0,14	0,12	0,02		0,06	0,30	0,26	0,04	
Cr ₂ O ₃	0,50	0,26	0,31	0,07	0,33		0,75	0,74		0,08	1,20	0,74	0,57
SOMA	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Fe ₂ O ₃ *			1,09	1,54	1,34		0,26	0,21			3,88	0,77	
Si	1,960	1,977	1,924	1,932	1,906	1,967	1,952	1,943	1,975	1,935	1,850	1,934	1,964
Al ^{IV}	0,040	0,023	0,076	0,068	0,094	0,033	0,048	0,057	0,025	0,065	0,150	0,066	0,036
SOMA	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Al ^{VI}	0,020	0,017	0,040	0,025	0,047	0,055	0,016	0,023	0,027	0,074	0,000	0,022	0,025
Fe ²⁺	0,313	0,429	0,199	0,306	0,263	0,671	0,259	0,341	0,507	0,305	0,339	0,257	0,457
Fe ³⁺			0,030	0,043	0,037		0,007	0,005			0,109	0,020	
Cr	0,014	0,007	0,009	0,002	0,009		0,021	0,021		0,002	0,035	0,021	0,016
Mg	1,566	1,453	0,941	0,909	1,090	0,796	1,623	1,536	1,154	0,850	0,948	1,585	1,413
Mn	0,005	0,007	0,005	0,007	0,007	0,017	0,004	0,006	0,011	0,005	0,003	0,006	0,007
Ti	0,004	0,001	0,005	0,006	0,005	0,005	0,002	0,004	0,003	0,015	0,012	0,003	0,003
Ca	0,075	0,082	0,759	0,687	0,531	0,437	0,066	0,063	0,291	0,718	0,535	0,084	0,073
Na	0,002	0,001	0,012	0,014	0,010	0,009	0,001		0,004	0,022	0,019	0,003	
SOMA	1,999	1,997	2,000	1,999	1,999	1,990	1,999	1,999	1,997	1,991	2,000	2,001	1,994
Ca	3,83	4,16	39,25	35,19	27,54	22,75	3,37	3,23	14,82	38,23	27,66	4,30	3,74
Mg	79,94	73,72	48,66	46,57	56,54	41,44	82,85	78,73	58,79	45,26	49,02	81,20	72,46
Fe*	16,23	22,12	12,10	18,24	15,92	35,81	13,78	18,04	26,39	16,51	23,32	14,50	23,79

Tabela V.1 - Continuação.

AMOSTRA	DB ₁ -112				DBN-1212				DB ₁ -70			
	P	T	Ppig	Tpig	P	T	Popx	Topx	P	T	Ppig	T
SiO ₂	52,97	49,93	54,11	52,94	52,05	51,97	55,73	54,62	52,32	50,03	52,72	49,51
TiO ₂	0,22	0,84	0,16	0,26	0,26	0,31	0,09	0,12	0,29	0,74	0,27	0,64
Al ₂ O ₃	2,10	1,77	1,17	1,25	3,56	3,35	1,95	2,45	1,89	1,51	1,06	1,34
FeO _i	10,71	21,82	16,32	18,50	7,63	8,50	8,00	12,03	11,37	23,73	20,34	28,48
MnO	0,26	0,43	0,45	0,41	0,19	0,25	0,16	0,21	0,24	0,35	0,30	0,43
MgO	17,65	10,18	22,63	19,14	18,20	17,60	31,55	28,09	16,69	10,60	18,80	10,96
CaO	15,73	14,85	4,99	7,31	17,58	17,52	1,45	2,29	16,73	12,92	6,41	8,48
Na ₂ O	0,15	0,17	0,07	0,06	0,18	0,24	0,07		0,24	0,13	0,10	0,16
Cr ₂ O ₃	0,20	0,01	0,11	0,13	0,36	0,28	1,00	0,20	0,23			
SOMA	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Fe ₂ O ₃ *					1,26	1,37			1,19			0,31
Si	1,953	1,944	1,982	1,974	1,900	1,905	1,947	1,945	1,939	1,952	1,977	1,951
Al ^{IV}	0,047	0,056	0,018	0,026	0,100	0,095	0,053	0,055	0,061	0,048	0,023	0,049
SOMA	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Al ^{VI}	0,044	0,025	0,033	0,029	0,053	0,050	0,027	0,048	0,021	0,022	0,024	0,013
Fe ⁺²	0,330	0,710	0,500	0,577	0,198	0,223	0,234	0,358	0,319	0,774	0,638	0,929
Fe ⁺³					0,035	0,038			0,033			0,009
Cr	0,006		0,003	0,004	0,010	0,008	0,028	0,006	0,007			
Mg	0,970	0,591	1,235	1,064	0,990	0,962	1,643	1,490	0,922	0,616	1,051	0,644
Mn	0,008	0,014	0,014	0,013	0,006	0,008	0,005	0,006	0,007	0,012	0,009	0,014
Ti	0,006	0,025	0,004	0,007	0,007	0,008	0,002	0,003	0,008	0,022	0,008	0,019
Ca	0,621	0,619	0,196	0,292	0,688	0,688	0,054	0,087	0,664	0,540	0,257	0,358
Na	0,011	0,013	0,005	0,004	0,013	0,017	0,004		0,017	0,010	0,007	0,012
SOMA	1,996	1,997	1,990	1,990	2,000	2,002	1,997	1,998	1,998	1,996	1,994	1,998
Ca	32,19	32,01	10,08	15,01	35,89	35,85	2,79	4,48	34,14	27,81	13,15	18,32
Mg	50,29	30,56	63,50	54,68	51,64	50,13	84,87	76,76	47,40	31,72	53,76	32,96
Fe*	17,52	37,44	26,43	30,32	12,47	14,02	12,35	18,75	18,46	40,47	33,09	48,72

Tabela V.1 - Continuação.

AMOSTRA	DB ₂ -19		DB ₂ -34		DB ₂ -45		DB ₂ -60		DB ₂ -100	
	P	T	P	T	P	T	P	T	P	T
SiO ₂	52,03	56,97	55,69	58,17	52,61	55,85	48,52	53,91	50,72	52,96
TiO ₂	0,04	0,03	0,05	0,09	0,02	0,03	0,13	0,05	0,07	
Al ₂ O ₃	30,40	27,17	28,04	25,90	30,14	27,83	30,62	29,00	31,38	29,99
FeO	0,37	0,23	0,21	0,86	0,20	0,37	3,47	0,58	0,21	0,09
CaO	12,94	9,12	10,14	7,80	12,59	9,92	13,94	11,34	14,05	12,39
Na ₂ O	4,13	6,39	5,80	7,06	4,38	5,85	3,01	5,04	3,52	4,50
K ₂ O	0,09	0,09	0,07	0,12	0,06	0,15	0,31	0,08	0,05	0,07
SOMA	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Or %peso	0,52	0,53	0,41	0,69	0,34	0,89	1,89	0,47	0,30	0,42
%m	0,51	0,51	0,39	0,67	0,34	0,87	1,86	0,46	0,29	0,41
Ab %peso	35,03	54,14	49,18	60,28	37,09	49,70	26,37	42,91	29,81	38,10
%m	36,38	55,60	50,66	61,68	38,49	51,17	27,53	44,37	31,07	39,50
An %peso	64,45	45,34	50,42	39,04	62,56	49,42	71,74	56,62	69,89	61,49
%m	63,10	43,89	48,95	37,65	61,18	47,96	70,61	55,18	68,64	60,09

Tabela V.2 - Microanálise química dos feldspatos presentes nos diques básicos 1 e 2 (DB₁ e DB₂), metabásicos (DMB) e noríticos (DBN) pertencentes a região de Lavras (MG). P = estágio de cristalização precoce; T = estágio de cristalização tardia.

AMOSTRA	DB ₂ -37		DB ₂ -15	DB ₂ -22		DB ₂ -27	DMB-50	
	P	T	T	P	T	T	P	T
SiO ₂	51,54	56,13	59,27	51,55	52,90	56,58	50,28	58,72
TiO ₂	0,06	0,06	0,16	0,02	0,04	0,03	0,04	0,01
Al ₂ O ₃	30,30	27,85	23,33	30,78	30,02	27,52	31,77	26,04
FeO _i	1,00	0,05	3,44	0,30	0,10	0,11	0,10	0,19
CaO	12,97	9,8	5,42	13,37	12,43	9,51	14,48	7,78
Na ₂ O	4,01	5,99	7,86	3,86	4,51	6,18	3,30	7,19
K ₂ O	0,12	0,04	0,52	0,13	0,02	0,08	0,03	0,07
SOMA	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Or % peso	0,74	0,23	3,17	0,75	0,11	0,46	0,17	0,40
% m	0,72	0,22	3,04	0,74	0,11	0,45	0,17	0,39
Ab % peso	34,23	50,71	68,96	32,74	38,18	52,34	27,94	60,93
% m	35,58	52,19	70,22	34,05	39,59	53,81	29,14	62,32
An % peso	65,03	49,06	27,87	66,52	61,71	47,21	71,90	38,68
% m	63,70	47,59	26,74	65,21	60,30	45,74	70,69	37,29

AMOSTRA	DBN-28		DB ₁ -35		DBN-54		
	P	T	P	T	P	T	T _{FK}
SiO ₂	49,89	51,14	54,43	54,65	50,42	50,78	65,03
TiO ₂	0,03	0,07	0,05	0,07	0,03	0,04	
Al ₂ O ₃	31,06	31,07	28,75	28,68	31,38	31,19	18,43
FeO _i	1,57	0,21	0,41	0,27	0,56	0,47	0,08
CaO	13,99	13,70	11,02	10,91	14,12	13,89	0,03
Na ₂ O	3,37	3,62	5,22	5,29	3,43	3,57	1,06
K ₂ O	0,09	0,20	0,13	0,14	0,07	0,07	15,37
SOMA	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Or % peso	0,54	1,16	0,75	0,82	0,40	0,40	90,88
% m	0,54	1,13	0,73	0,80	0,39	0,39	90,38
Ab % peso	28,95	30,71	44,34	44,90	29,14	30,37	8,98
% m	30,18	31,98	45,80	46,37	30,37	31,64	9,47
An % peso	70,51	68,15	54,92	54,28	70,46	69,24	0,15
% m	69,28	66,89	53,47	52,83	69,23	67,97	0,15

AMOSTRA	DBN-55		DBN-64		DB ₁ -70		DB ₁ -112		DBN-1212		DBN-25	
	P	T	P	T	P	T	P	T	P	T	P	T
SiO ₂	53,37	54,14	50,61	54,48	51,36	56,31	52,32	57,55	49,51	50,39	51,05	54,87
TiO ₂	0,02	0,08		0,02	0,02	0,08	0,41	0,05	0,03	0,01	0,07	0,06
Al ₂ O ₃	29,56	28,61	31,58	28,80	30,74	27,27	29,81	26,64	31,81	31,63	29,52	28,35
FeO	0,31	0,89	0,07	0,32	0,50	0,57	0,51	0,44	0,82	0,19	2,69	0,55
CaO	11,93	10,97	14,25	11,05	13,38	9,36	12,38	8,54	14,69	14,34	12,44	10,58
Na ₂ O	4,76	5,20	3,38	5,26	3,73	5,90	4,21	6,71	3,06	3,29	4,13	5,45
K ₂ O	0,05	0,11	0,11	0,07	0,27	0,51	0,36	0,07	0,08	0,15	0,10	0,14
SOMA	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Or % peso	0,29	0,65	0,64	0,42	1,58	3,03	2,12	0,40	0,46	0,90	0,60	0,83
% m	0,29	0,64	0,63	0,41	1,55	2,94	2,08	0,39	0,45	0,89	0,59	0,81
Ab % peso	40,35	44,44	28,63	44,61	31,73	50,24	35,89	57,04	26,06	27,85	35,95	46,35
% m	41,78	45,90	29,85	46,08	33,02	51,72	37,27	58,48	27,22	29,05	37,33	47,83
An % peso	59,36	54,91	70,73	54,98	66,69	46,74	61,98	42,56	73,49	71,25	63,45	52,82
% m	57,93	53,46	69,52	53,52	65,42	45,35	60,66	41,13	72,34	70,06	62,09	51,36

Tabela V.2 - Continuação.

AMOSTRA	DB ₂ -45	DB ₂ -60	DB ₂ -100	DBN-55	DBN-1212
SiO ₂	0,24	0,11	0,03	0,24	0,02
TiO ₂	0,45	0,69	0,52	0,91	0,76
Al ₂ O ₃	1,11	0,09	0,11	1,43	0,24
FeO _i	90,65	92,25	92,76	90,08	91,05
MnO	0,01	0,01	0,06	0,01	
MgO	1,07	0,03	0,02	0,67	0,03
CaO	0,07	0,02	0,11	0,16	
Cr ₂ O ₃		0,12	0,10	0,01	1,23
SOMA	93,60	93,32	93,71	93,51	93,33
FeO*	30,32	31,76	31,52	31,25	31,76
Fe ₂ O ₃	67,03	67,19	68,04	65,36	65,87
SOMA	100,30	100,02	100,51	100,04	99,91

AMOSTRA	DB ₂ -19	DB ₂ -34	DB ₂ -60	DB ₂ -100	DBN-55	DB ₁ -112
SiO ₂	0,01	0,04	0,16	0,02	0,03	0,02
TiO ₂	52,04	52,52	48,74	51,29	51,91	52,17
Al ₂ O ₃	0,02		0,06	0,01	0,03	
FeO _i	46,59	45,67	48,92	47,20	45,84	46,32
MnO	0,71	1,45	0,97	0,63	1,13	0,79
MgO	0,13	0,07	0,08	0,11	0,08	0,02
CaO	0,08	0,05	0,08	0,14	0,13	0,02
Cr ₂ O ₃	0,01					0,01
SOMA	99,59	99,80	99,01	99,40	99,15	99,35
FeO*	45,75	45,60	42,79	45,13	45,26	46,08
Fe ₂ O ₃	0,94	0,07	6,81	2,30	0,65	0,27
SOMA	99,69	99,80	99,69	99,63	99,22	99,38

AMOSTRA	DB ₂ -22	DB ₂ -27	DBN-28	DB ₁ -35	DB ₂ -37	DBN-54
SiO ₂	0,01	0,01	0,19	0,07	0,02	0,02
TiO ₂	51,86	50,49	49,91	51,13	50,91	51,22
Al ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-
FeO _i	45,31	47,01	46,56	45,40	46,25	46,73
MnO	1,11	1,06	1,75	1,88	1,42	0,64
MgO	0,20	0,11	0,14	0,06	0,01	0,25
CaO	0,01	0,07	0,10	0,13	0,23	0,01
Cr ₂ O ₃	-	-	-	0,02	-	0,02
SOMA	98,50	98,75	98,65	98,69	98,84	98,89
FeO*	45,16	44,05	42,95	43,89	44,05	44,98
Fe ₂ O ₃	0,17	3,29	4,00	1,69	2,44	1,94
SOMA	98,52	99,08	99,05	98,86	99,08	99,08

Tabela V.3 - Microanálises químicas das magnetitas e ilmenitas presentes nos diques básicos 1 e 2 (DB₁ e DB₂) e básicos noríticos (DBN) do enxame da região de Lavras (MG). FeO e Fe₂O₃ foram calculados segundo Carmichael (1967).

AMOSTRA	DBN-1212	
	T	T
SiO ₂	38,54	39,09
Al ₂ O ₃	0,02	
FeO _i	21,74	20,28
MnO	0,23	0,15
MgO	39,31	40,48
CaO	0,15	
SOMA	100,00	100,00
Si	0,999	1,004
Al ^{IV}	0,001	
SOMA	1,000	1,004
Fe ²⁺	0,472	0,436
Mn	0,005	0,003
Mg	1,519	1,550
Ca	0,004	
SOMA	2,000	1,989
Fo	76,12	77,93
Fa	23,63	21,90

Tabela V.4 - Microanálise química da olivina da amostra DBN-1212; dique básico norítico do enxame da região de Lavras (MG).

AMOSTRA	DB ₂ -22			DB ₂ -27	DB ₂ -37
	T ₁	T ₂	T ₃	T ₄	T ₅
SiO ₂	40,35	41,94	46,18	43,90	43,18
TiO ₂	1,16	0,81	1,05	1,15	2,02
Al ₂ O ₃	11,48	10,98	7,63	9,78	8,66
FeO _i	22,15	21,69	19,72	19,59	22,28
MnO	0,19	0,19	0,22	0,15	0,21
MgO	6,61	7,67	10,15	8,81	8,12
CaO	11,92	12,04	11,99	11,92	10,79
Na ₂ O	1,56	1,51	1,15	1,41	1,74
K ₂ O	1,61	1,21	0,72	0,75	0,42
SOMA	97,03	98,04	98,81	97,46	97,42
Fe ₂ O ₃ *	1,88	2,86	1,65	0,71	0,47
Si	6,3004	6,4111	6,8845	6,6712	6,6511
Al ^{IV}	1,6996	1,5889	1,1155	1,3288	1,3489
SOMA	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000
Al ^{VI}	0,4137	0,3899	0,2255	0,4234	0,2236
Fe ²⁺	2,6721	2,4437	2,2734	2,4081	2,8151
Fe ³⁺	0,2205	0,3293	0,1853	0,0817	0,0551
Mg	1,5382	1,7474	2,2551	1,9953	1,8640
Mn	0,0251	0,0246	0,0278	0,0193	0,0274
Ti	0,1362	0,0931	0,1177	0,1314	0,2340
SOMA	5,0058	5,0280	5,0848	5,0591	5,2192
Ca	1,9943	1,9721	1,9153	1,9410	1,7808
Na	0,4723	0,4476	0,3324	0,4154	0,5197
K	0,3207	0,2360	0,1369	0,1454	0,0825
SOMA	2,7873	2,6557	2,3846	2,5018	2,3830
Mg/Fe ²⁺ +Mg	0,37	0,42	0,50	0,45	0,40

Tabela V.5 - Microanálise química dos anfibólios presentes nos diques básicos 2 do enxame de Lavras (MG). Fórmula estrutural calculada com base em 23 átomos de oxigênio. Fe₂O₃* calculado segundo Papike et al (1974). T = estágio de cristalização tardio.

T₁ e T₂ = bordas de piroxênios com Ferro - Pargasita hornblenda; T₃ = cristal isolado de magnésio hornblenda; T₄ e T₅ = borda e cristal isolado respectivamente de Ferro edenita hornblenda. (com base em Leake, 1978).

APÊNDICE 3 - Descrições petrográficas simplificadas das principais amostras estudadas.

DIQUES BÁSICOS NORÍTICOS (DBN)							
amostra	granulação	textura	macrofeno	feno	microfeno	matriz	acessórios
25	média	subofítica	pl, aug	pl, aug, bronz.	pl, aug, bronz, op	pl, aug, op, microp.	pig, ap, anf, cl, biot, ep.
28	média	subofítica	aug, bronz	pl, aug, bronz.	pl, aug, bronz.	pl, aug, op.	microp, ap, anf, cl, biot.
41	fina	intergranular		pl, aug, bronz.	pl, aug, bronz.	pl, aug, op.	microp, ap, anf, biot.
54	média	subofítica	pl, aug, bronz.	pl, aug, bronz.	pl, aug, bronz, ol.	ol, op.	microp, ap, biot, cl.
55	fina	intergranular		pl, aug, bronz.	pl, aug, bronz.	pl, aug, op, biot.	pig, microp, ap, ser.
64	fina	intergranular	pl	pl, aug, bronz.	pl, aug, bronz, op, ol	pl, aug, op.	ol (alterada), biot, ap.
72	média	cumulática	pl	aug, bronz.	aug, bronz.	aug, op	ol, anf, biot
144	fina	intergranular		pl, aug, bronz.	pl, aug, bronz, op.	pl, aug, op.	microp, anf, biot, ap, cal.
621	fina	intergranular		pl, aug, bronz.	pl, aug, bronz.	pl, aug, op.	microp, anf, biot, ap.
1211	média	subofítica	pl, aug, bronz.	pl, aug, bronz.	pl, aug, bronz, op, ol	ol, op.	microp, ap, biot.
1212	média	cumulática	pl	aug, bronz.	aug, bronz.	ol.	op, biot
1215	média	cumulática	pl	aug, bronz.	aug, bronz, ol.	ol.	op, biot, anf.

DIQUES BÁSICOS 1 (DB₁)							
amostra	granulação	textura	macrofeno	feno	microfeno	matriz	acessórios
35	média	subofítica		pl, aug, bronz.	pl, aug, pig, bronz, op	pl, microp.	op, microp, biot, ap, ep.
38	fina	subofítica		pl, aug, pig	pl, aug, pig, bronz.	pl, pig, op	microp, biot, ap, cl, cal.
58	média	intergranular	pl.	pl, aug, bronz.	pl, pig, aug, bronz, op.	pl, pig, microp, op.	microp, ap, biot, cl, ser.
59	fina	intergranular		pl, aug	pl, aug, pig, op.	pl, bronz, op.	microp, ap, biot.
67	fina	intergranular		pl, aug, bronz.	pl, aug, pig, op	pl, microp, aug.	microp, ap, anf, biot, op.
68	fina	intergranular		pl, aug, pig.	pl, aug, pig, bronz, op	pl, aug, pig, bronz, op.	microp, ap, biot, cl.
70	fina	subofítica		pl, aug.	pl, aug, pig	pl, pig, bronz, microp, op.	ap, biot, anf, cl.
112	fina	subofítica		pl, aug.	pl, aug, pig, op.	pl, aug, pig, bronz, op.	microp, ap, biot, cl.
113	média	intergranular	pl.	pl, aug.	pl, aug, pig.	pl, aug, bronz.	microp, ap, cl, biot.
1223	média	intergranular	pl.	pl, aug, bronz.	pl, aug, pig, bronz.	pl, aug, microp.	microp, ap, biot, cl.

OBS: pl = plagioclásio; aug = augita; bronz = bronzita; op = opacos; microp = micropegmatito; pig = pigeonita; ap = apatita; anf = anfólio; cl = clorita; biot = biotita; ol = olivina; ep = epidoto; hiper = hiperstênio; ser = sericita; cal = calcita; qz = quartzo; esc = escapolita; ti = titanita. Macrofeno = macrofenocristal; feno = fenocristal; microfeno = microfenocristal. Textura cumulática = heterad cumulática.

DIQUES BÁSICOS 2 (DB ₂)							
amostra	granulação	textura	macrofeno	feno	microfeno	matriz	acessórios
15	muito fina	porfirítica		pl, aug.	pl, aug, pig.	vítrea	-----
17	fina	subofítica		pl, aug.	pl, aug, op	pl, aug, pig	cl, anf
18	média	subofítica		pl, aug.	pl, aug, op.	pl, aug, anf.	op, cl, biot, hiper.
19	média	subofítica		pl, aug.	pl, aug.	pl, op, pig	cl, ap, anf.
20	fina	intergranular		pl, aug.	pl, aug, op	op, anf.	cl, ap, biot, hiper.
21	média	subofítica		pl, aug.	pl, aug, pig.	pl, aug, op	anf, cl.
22	média	subofítica		pl, aug.	pl, aug.	pl, aug, pig, op.	cl, biot, anf, hiper.
24	fina	porfirítica		pl.	pl, aug.	pl, aug, anf, op.	ep, cl, anf, ser, cal.
26	média	subofítica	pl	pl, aug.	pl, aug.	pl, op, anf.	ep, cl, anf, ser, cal.
27	fina	subofítica		pl, aug.	pl, aug, pig	pl, aug, pig	anf, cl, ap, op.
30	fina	intergranular		pl.	pl, aug.	pl, aug, op	anf, cl, ap.
31	fina	subofítica		pl, aug.	pl, aug.	anf, op	ep, cl, ser, cal, qz.
32	média	subofítica		pl, aug.	pl, aug.	pl, aug, op.	anf, cl, hiper
33	fina	intergranular		pl, aug.	pl, aug.	anf, op	ep, cl, ser, cal.
34	média	subofítica	pl.	pl, aug.	pl, aug, op	pl, aug, pig.	anf, ap.
37	média	porfirítica	pl.	pl, aug.	pl, aug.	anf, op.	ap, cl, ser.
44	média	subofítica		pl, aug.	pl, aug, op	pl, aug, op	anf, cl, ap.
45	média	subofítica		pl, aug.	pl, aug.	pl, aug, pig, op.	anf, biot, hiper.
60	média	subofítica		pl, aug.	pl, aug, op	pl, aug, op.	anf, biot, ap.
61	fina	intergranular		pl, aug.	pl, aug.	pl, aug, op.	anf, cl, ap.
73	média	subofítica		pl, aug.	pl, aug.	pl, aug, op.	anf, cl, ser.
74	fina	porfirítica		pl, aug.	pl, aug, pig	vítrea	-----
76	média	subofítica		pl, aug.	pl, aug	pl, aug, op	cl, anf.
79	fina	porfirítica		pl.	pl, aug.	pl, aug, pig, op.	anf, cl.
80	média	subofítica		pl, aug.	pl, aug, op	pl, aug, op	anf, cl.
87	média	subofítica		pl, aug.	pl, aug.	pl, aug, op.	pig, anf, cl
88	fina	intergranular		pl.	pl, aug.	pl, aug, op.	anf, cl, biot, hiper.
89	média	subofítica		pl, aug.	pl, aug, op	pl, aug, pig.	anf, cl
90	fina	subofítica		pl	pl, aug.	pl, aug, op.	anf, cl, ser.
99	média	subofítica		pl, aug.	pl, aug, op.	pl, aug, op.	hiper, anf, cl
100	fina	intergranular			pl, aug.	pl, aug, op.	anf, cl, ap.
101	fina	subofítica			pl, aug.	pl, aug, op.	ep, ser, cal, cl
104	média	subofítica		pl, aug.	pl, aug.	anf, op.	ep, ser, cal.
131	média	subofítica		pl, aug	pl, aug.	anf, op.	ep, ser, cal.
451	média	subofítica		pl, aug	pl, aug.	pl, aug, op.	anf, cl.
1206	média	subofítica		pl, aug	pl, aug.	pl, aug, pig.	op, anf, cl.
1208	média	subofítica		pl, aug	pl, aug, op	pl, aug, op.	anf, cl, ap.
1230	média	subofítica		pl, aug.	pl, aug.	pl, aug, op.	anf, ap.
1231	média	subofítica		pl, aug.	pl, aug.	pl, aug, op.	cl, anf, ser.

DIQUES METABÁSICOS (DMB)							
amostra	granulação	textura	macrofeno	feno	microfeno	matriz	acessórios
42	fina	blastosubofítica		pl, anf, op.	pl, anf.	pl, aug.	op, qz, ap, cl.
47	fina	blastosubofítica		pl, anf.	pl, anf, aug.	pl, anf, op.	ap, cl, qz.
50	fina	blastosubofítica		pl.	pl, anf, op, aug.	pl, anf, op.	cl, ap, qz, esc.
51	fina	blastosubofítica		pl.	pl, anf, op.	pl, anf, op.	cl, ap, qz.
56	média	blastosubofítica		pl, anf.	pl, anf, aug.	pl, anf, op, aug.	ap, biot, qz.
62	média	blastoporfirítica	pl.	pl, anf.	pl, anf.	pl, anf, qz, op.	ti, cl, ep.
63	média	blastoporfirítica	pl	pl, anf.	pl, anf, op.	pl, anf, op, qz.	ti, cl, ep.
75	fina	blastosubofítica			pl, anf.	pl, anf, op.	qz, ep, ser, cal, cl.
96	fina	blastosubofítica		pl, anf, op.	pl, anf, aug, op.	pl, anf, op.	qz, cl.
97	fina	blastosubofítica		pl.	pl, anf, aug.	pl, anf, op.	ap, cl, biot qz.
98	fina	blastointergranular		pl.	pl, anf.	pl, anf, aug, qz, op	cl, ap.
659	fina	blastointergranular		pl, op.	pl, anf.	pl, anf, op, qz	cl, ap.

DIQUES ANFIBOLÍTICOS (DA)				
amostra	granulação	textura	minerais essenciais	minerais acessórios
23	fina	granonematoblástica	pl, anf, op.	qz, ti.
43	fina	granoblástica	pl, anf, op.	qz, ti.
46	fina	granonematoblástica	pl, anf, op.	qz, ti, ep.
48	fina	granoblástica	pl, anf, op.	qz.
49	fina	granoblástica	pl, anf, op.	qz, ti.
52	fina	granonematoblástica	pl, anf, op.	ep, ti
57, 65, 66.	fina	granoblástica	pl, anf, op.	ti, ap, qz.
77, 81.	média	granoblástica	pl, anf, op.	ti, ep.
83, 84, 85, 86.	fina	granoblástica	pl, anf, op.	ti, qz.
92, 95, 103, 105, 106, 107, 110, 111, 128, 1091.	fina	granoblástica	pl, anf, op.	ep, qz, cl, ser, cal.

OBS: pl = plagioclásio; aug = augita; bronz = bronzita; op = opacos; microp = micropegmatito; pig = pigeonita; ap = apatita; anf = anfibólio; cl = clorita; biot = biotita; ol = olivina; ep = epidoto; hiper = hiperstênio; ser = sericita; cal = calcita; qz = quartzo; esc = escapolita; ti = titanita. Macrofeno = macrofenocristal; feno = fenocristal; microfeno = microfeno-cristal. Textura cumulática = heterad-cumulática.