

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**PETROLOGIA DO BATÓLITO MUNIZ FREIRE, ESPIRITO SANTO**

Igor Eduardo Mascarenhas

Orientador: Prof. Dr. Rômulo Machado

Co-Orientador: Prof. Dr. Ruy Paulo Philipp

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA

(TF-2015 / 24)

SÃO PAULO

2015

**TF  
M395  
IE.p**

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS



IGc-Instituto de Geociências



Petrologia do Batólito Muniz Freire, Espírito Santo.  
M26514

## **PETROLOGIA DO BATÓLITO MUNIZ FREIRE, ESPIRITO SANTO**

Igor Eduardo Mascarenhas

Orientador: Prof. Dr. Rômulo Machado 

Co-Orientador: Prof. Dr. Ruy Paulo Philipp

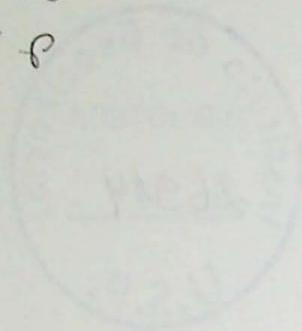
Monografia de Trabalho de Formatura

(TF-2015 / 24)

SÃO PAULO

2015

TF  
M395  
IEP



YANKEE LIBRARY  
BOSTON MASSACHUSETTS

YANKEE LIBRARY BOSTON MASSACHUSETTS

YANKEE LIBRARY BOSTON MASSACHUSETTS

YANKEE LIBRARY BOSTON MASSACHUSETTS

YANKEE LIBRARY BOSTON MASSACHUSETTS

YANKEE LIBRARY

YANKEE LIBRARY

## Agradecimentos

Um dia, um grande amigo meu disse que a melhor parte de um trabalho de conclusão de curso consistia em escrever os agradecimentos. Por esse conselho, pela companhia e por mesmo estando há 8000 Km de distância ter me ajudado tanto a me guiar para a direção adequada a mim mesmo, eu inicio esses agradecimentos dizendo obrigado, Eugênio.

E eu não poderia esquecer de todo o grandiosíssimo Corcel Negro, que em um retorno triunfal, voltamos a nos encontrar e conversar como há tempos não fazíamos antes. O que me lembra que alguns amigos vêm e vão, como muitas coisas na vida, mas uma hora a gente sempre se volta para aqueles que você sabe que estarão lá, porque estiveram nos últimos dez anos.

E já no embalo dos amigos, gostaria de agradecer àqueles que acompanharam meu cotidiano na geologia e estiveram ao meu lado vendo a minha luta, não com o trabalho, mas comigo mesmo. Bassan, Rafa, obrigado pelos momentos sentado no sofá falando de qualquer coisa menos geologia. Fofolete, valeu de verdade por me motivar, mesmo nem percebendo, a terminar esse trabalho. Eu senti falta do espírito de competir com alguém para fazer algo que fosse realmente importante. Parece que a cada dia que passa, onde as pessoas se orgulham mais e mais de serem medíocres, você me deu o exemplo que eu precisava: você buscou excelência.

E um agradecimento especial à Bruna que com uma compreensividade que definitivamente não é humana, soube dizer e fazer exatamente o que eu precisava para eu vencer essa luta contra mim mesmo. É uma das melhores sensações chegar no lugar onde você passa a maior parte do tempo do seu dia e ter alguém que quer estar ao seu lado e que eu sei que vai me resgatar sempre que eu precisar, porque ela sabe que eu faria o mesmo por ela todas as vezes. Inclusive nesse instante está vindo me destrancar de casa para eu entregar o trabalho porque eu consegui esquecer a chave na sala do meu orientador.

Quando falo de orientador, digo sobre o principal, Rômulo, que tornou esse trabalho possível com muita paciência, quando muitos já teriam perdido. Mas são muitos os orientadores que me ajudaram a cada momento, então agradeço ao Ruy, ao Caetano, ao Frederico e todos os outros que com um ou outro conselho puderam me ajudar a escrever uma ou outra página a mais.

Agradeço a minha família com todo meu coração, minha irmã Tati, minha mãe Carmen e meu pai Eduardo, por acreditar, me apoiar e me dar o amor que me trouxe até aqui e moldou o meu caráter e quem eu sou hoje, com defeitos ou qualidades. Sinto falta dos meus pais agora que eles estão em outra cidade e é impressionante o quanto mais fácil é ser alguém melhor quando se abre a porta de casa e seus pais estão em casa para te receber e abraçar.

E finalmente, quero dar um enorme abraço que caiba a todos que foram do CEPEGE ao meu lado. O CEPEGE foi provavelmente a parte mais importante da minha formação durante minha passagem pela USP, pois com ele aprendi a ser mais tolerante, a escutar mais, a estar errado, a ter a melhor perspectiva possível sobre tudo, a ser mais humano. E tudo isso seria impossível se não fosse pelo enorme trabalho de cada um de vocês ou pela sua presença que me faz lembrar que eu não estou lutando em vão.

Gostaria de terminar esses agradecimentos lembrando de todos que já passaram pela minha vida e cujos caminhos se distanciaram do meu, pois eu reconheço a enorme importância que cada um de vocês teve nessa jornada. Porém são apenas memórias agora e eu espero que vocês se lembrem de mim com o mesmo carinho que eu me lembro de vocês.

1. RESUMO.....	5
2. ABSTRACT .....	5
3. INTRODUÇÃO.....	6
4. OBJETIVOS .....	7
5. TRABALHOS PRÉVIOS .....	9
5.1 Geologia e compartimentação tectônica da Faixa Araçuaí .....	9
5.2 Batólito Muniz Freire (BMF).....	10
6. MATERIAIS E MÉTODOS .....	12
7. RESULTADOS OBTIDOS .....	13
7.1 Trabalho de Campo.....	13
7.1.1 Perfil da parte Sul do batólito .....	13
7.1.2 Perfil da parte central do batólito.....	14
7.1.3 Perfil da parte norte do batólito .....	14
7.2 Petrografia.....	16
8. INTERPRETAÇÕES E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS .....	22
8.1 Petrografia.....	22
8.2 Trabalho de Campo.....	25
8.3 Geoquímica.....	27
8.4. Discussão.....	33
9. CONCLUSÕES.....	36
10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	38

## 1. RESUMO

O Batólito Muniz Freire está situado na porção sul do orógeno Araçuaí, na latitude de Vitória e corresponde a um corpo granítico alongado na direção N20E, estendendo-se desde o município de Guaçuí até Afonso Cláudio, com área de exposição de aproximadamente 680 km<sup>2</sup>. A colocação do batólito foi controlada pela Zona de Cisalhamento Guaçuí, que corresponde ao seu contato noroeste. É constituído de monzogranitos a granodioritos com sienogranitos, dioritos e enclaves maficos subordinados. Possui uma foliação no estado sólido pervasiva por todo o corpo, sendo marcada pela orientação/estiramento de cristais de biotita e dos minerais felsicos, preservando em zonas de baixa deformação uma foliação de forma definida por porfiroclastos de feldspatos prismáticos e quartzo alongado. As rochas são de caráter cárlico-alcalina alto-K e marginalmente peraluminosas. O comportamento dos elementos maiores e traços mostram fortes evidências de processos de cristalização fracionada, com enriquecimento em ETR leves e LILE e compatível em termos tectônicos com rochas sin- a pós-colisionais. Esta interpretação é diferente daquela disponível na literatura. A forma alongada do batólito, concordante com a Zona de Cisalhamento Guaçui, associada a presença de uma foliação magmática que transiciona nas bordas para rochas miloníticas, sugerindo que a colocação do magmatismo foi contemporânea à atividade principal da referida zona de cisalhamento.

## 2. ABSTRACT

The Muniz Freire Batholith is located on the southern part of the Araçuaí orogen, on Vitória's latitude and correspond to an elongated granitic body according to the N20E direction, ranging from the Guaçuí to Afonso Cláudio city, with an exposition area of around 680 km<sup>2</sup>. Its intrusion was controlled by the Guaçuí Shear Zone, which corresponds to its northwest boundary. The batholith is constituted by monzogranites to granodiorites with subordinate occurrence of sienogranites, diorites and mafic enclaves. It presents a solid-state deformation that is pervasive through the body, highlighted by the alignment/stretching of the biotite and felsic minerals. In low deformational zones, however, presenting a featured by igneous relics with little to no deformation and strained quartz crystals. The chemical affinity of these rocks is high-K calc-alkaline, with peraluminous affinity and strong evidences of differentiation processes, light REE and LILE enrichment, and characteristics of sin- to post-collisional granites. This is tectonically consistent with sin- to post-collisional rocks. This interpretation is different from the one available at the literature. The elongated shape of the batholith, consistent with the Guaçuí Shear Zone, associated with the presence of a magmatic foliation that grates on his border portions to mylonitic rocks suggests that the evolution of this magmatism is contemporaneous to the orogenic metamorphism of high temperature that affected the region.

### 3. INTRODUÇÃO

Após a definição da Faixa Araçuaí por Almeida (1977) como uma faixa de dobramentos brasilianos adjacentes às bordas sul e sudeste do Cráton São Francisco, sua área de abrangência foi estendida até o litoral Atlântico e o seu limite meridional foi considerado até o paralelo 21° S, sendo a referida faixa (*sensu* Almeida, 1977) englobada posteriormente no Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental (Pedrosa-Soares e Noce, 1998; Pedrosa-Soares e Wiedemann-Leonardos, 2000; Pedrosa Soares et al., 2001) e na 'Microplaca Serra do Mar' com o desenvolvimento de um arco magmático (590 a 570 Ma) e relacionado à "Orogenia Rio Doce" (Figueiredo e Campos Neto, 1993; Campos-Neto e Figueiredo, 1995). Trabalhos anteriores já haviam definido um cinturão orogênico na região do Rio de Janeiro, denominado cinturão Paraíba (Ebert, 1968).

A Faixa Araçuaí (FA) é considerada por muitos autores como a contraparte brasileira do cinturão Congo Ocidental na África, separados pela abertura do oceano Atlântico, desde o entendimento da existência de uma ponte cratônica que o Cráton São Francisco faz com Cráton do Congo na latitude do Gabão e Bahia (Almeida, 1967). A evolução tectônica dessa faixa tem sido intensamente debatida, com autores classificando-a como um orógeno intraplaca (Trompette, 1994) ou como um orógeno confinado (Pedrosa-Soares et al., 2001). Atualmente, considera-se que esse segmento orogênico possui todos os componentes de um orógeno de colisão, como bacia precursora, representada pelo Grupo Macaúbas; magmatismo da fase *rift*, representado pelos diques maficos da Suite Pedro Lessa, granitos anorogênicos da Suite Salto da Divisa e xistos verdes basálticos (Membro Rio Preto) da Formação Chapada Acauã (Pedrosa-Soares et al., 2007); arco magmático continental representado pelo batólito tonalítico da Suite Galiléia (Nalini, 1997; Pedrosa-Soares et al., 1999); ofiolitos, representado por fatias de rochas ultramáficas da Formação Riberão da Folha (Pedrosa-Soares et al., 1992) e granitoides peraluminosos (tipo-S) sin a tardi-colisionais (Pedrosa-Soares e Wiedemann-Leonardos, 2000).

O magmatismo granítico neoproterozoico da FA foi dividido por Pedrosa Soares et al. (1999) em cinco suítes (G1 a G5), designadas (da mais antiga para a mais nova) de: G1- suíte sintectônica, constituindo o núcleo anatético do orógeno, com batólitos ortognássicos do tipo-I; G2- suíte sintectônica, cálcio-alcalina, com granitóides tipo-S; G3- suíte tardi-tectônica, com granitos peraluminosos tipo-S; G4-suíte tardi- a pós-tectônica, cálcio-alcalina alto-K, com granitos tipo-I, incluindo os maciços com associação charnockítica (Aimorés, Padre do Paraíso, dentre outros); G5- suíte pós-tectônica, com predomínio de granitos peraluminosos, tipo-S, em maciços zonados, contendo biotita-granitos no centro e granitos com duas micas ou muscovita-granada granitos nas bordas. Posteriormente, Pedrosa Soares e Wiedemann-Leonardos (2000) consideraram a suíte G2 (agora denominada G1) como sendo mais antiga do que a suíte G1 (agora denominada G2), caracterizando-a como pré-colisional

(entre 625 e 595 Ma) e esta como sincolisional (entre 595 e 575 Ma). Novos limites de idade para as supersuites foram definidos por Pedrosa-Soares et al. (2011), sendo eles: G1 (630-585 Ma), G2 (585-560 Ma), G3 (545-525 Ma), G4 e G5 (530-480 Ma).

O batólito Muniz Freire está inserido na extremidade sul da Faixa Araçuaí, próximo ao limite com a Faixa Ribeira (*sensu* Pedrosa-Soares e Noce, 1998), e tem sido considerado por alguns autores como representante do magmatismo pré- a sincolisional (Figueiredo e Campos Neto, 1991, 1993) e mesmo pós-colisional (Figueiredo e Campos Neto, 1991) ou simplesmente pré-colisional (Pedrosa-Soares et al., 2001), sendo neste caso incluído na suíte G1 destes autores.

O referido batólito possui uma área de cerca de 680 km<sup>2</sup>, sendo balizado a oeste pela zona de cisalhamento Guaçuí e a leste sendo intrusivo em rochas do Complexo Paraíba do Sul. O batólito é descrito com uma rocha foliada nas mais variadas direções, sendo por vezes chamado de gnaisse granitoide (Signorelli, 1993). Apresenta texturas milonítica e cataclástica próximas às bordas da Zona de Cisalhamento Guaçuí. Sua composição é predominantemente granítica, com variações para granodiorítica a tonalítica, onde apresentam cor cinzenta.

Söllner et al. (1987) obtiveram inicialmente uma idade U-Pb em zircão de 580 +20 e -6 Ma para o batólito Muniz Freire, a partir da datação de três zircões euhedrais. Mais recentemente, Pedrosa-Soares et al. (2011) determinaram uma idade de 588 ± 4 Ma, pelo método U-Pb em zircão por LA-ICP-MS, com base na datação de 25 cristais de zircão. Estas idades seriam referentes às supersuites G1 ou G2 (Pedrosa-Soares et al., 2011), considerando a margem de erro.

Esse trabalho visa um melhor entendimento das características petrográficas e geoquímicas do batólito Muniz Freire e busca também não só um conhecimento mais específico sobre o batólito, mas contribuir para os estudos da evolução da FA. Além disso, busca elucidar as contradições das propostas disponíveis sobre a sua classificação tectônica.

#### 4. OBJETIVOS

Este trabalho tem como objetivo geral contribuir para a caracterização petrográfica e geoquímica do batólito de Muniz Freire, no Estado do Espírito Santo.

Como objetivos específicos, pretende-se definir: 1) a composição mineralógica, 2) as principais estruturas e texturas presentes nas diferentes faciologias do batólito; 3) classificação petrográfica com base na análise modal dos minerais; 4) avaliar os processos de cristalização magmática e as características do magmatismo a partir da interpretação dos diagramas de caracterização geoquímica e discriminação de séries magmáticas; 5) a classificação tectônica do batólito em relação ao magmatismo da Faixa Araçuaí.

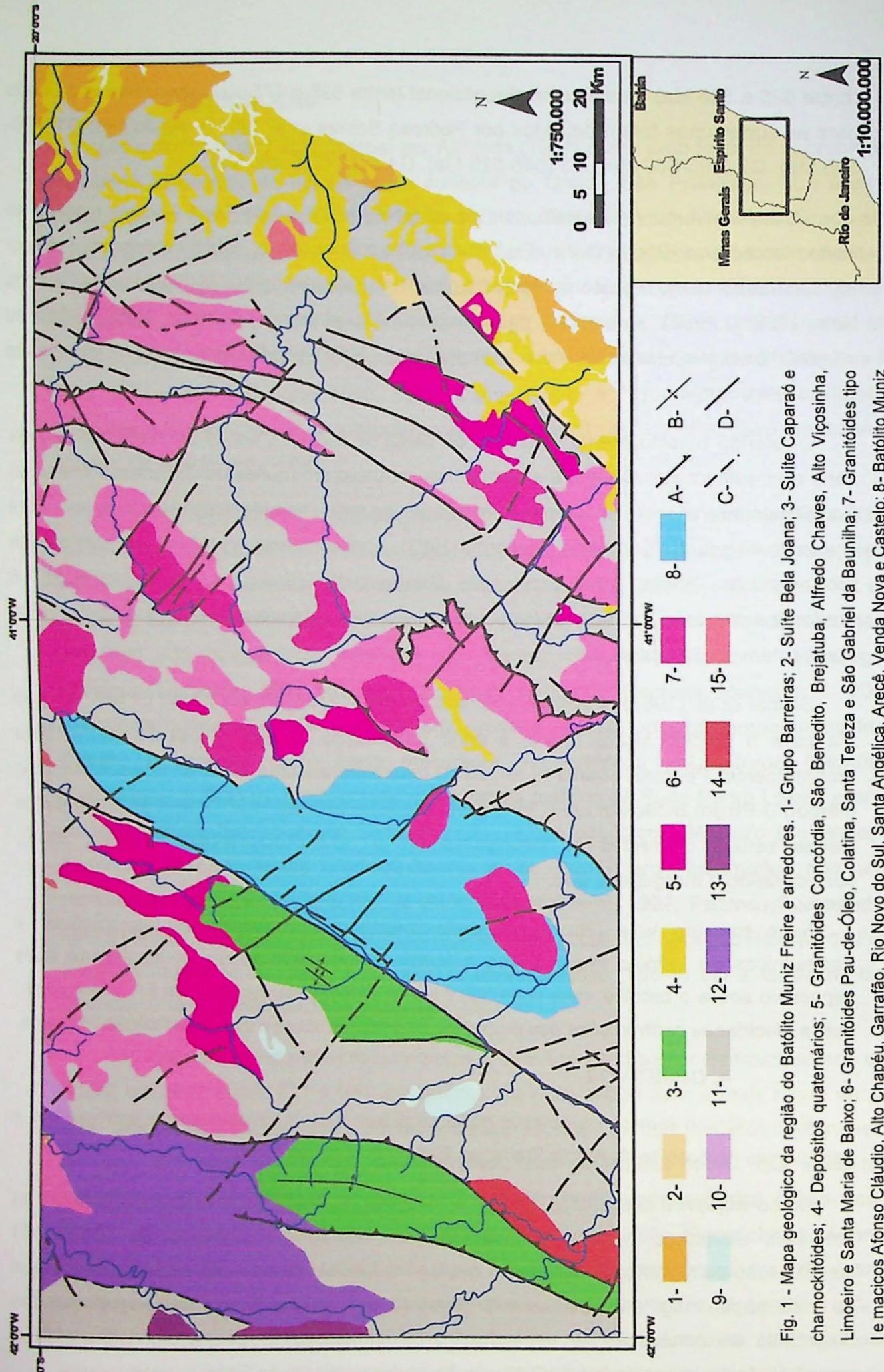


Fig. 1 - Mapa geológico da região do Batolito Muniz Freire e arredores. 1- Grupo Barreiras; 2- Suite Bela Joana; 3- Suite Caparaó e charnockítoides; 4- Depósitos quaternários; 5- Granítoides Concórdia, São Benedito, Brejatuba, Alfredo Chaves, Alto Viçosinha, Limoeiro e Santa Maria de Baixo; 6- Granítoides Pau-de-Óleo, Colatina, Santa Tereza e São Gabriel da Baunilha; 7- Granítoides tipo I e maciços Afonso Cláudio, Alto Chapéu, Garrafão, Rio Novo do Sul, Santa Angélica, Areçê, Venda Nova e Castelo; 8- Batolito Muniz Freire; 9- Suite Muniz Freire; 10- Complexo Paráiba do Sul; 11- Complexo Palmital do Sul; 12- Complexo Poçrane; 13- Suite Munié Freire; 14- Suite Mafica do órgeno Araçuaí; 15- Suite Natividade. A- Falha inversa ou de empurraõ ou ZC transpressional; B- Anticlinal ou antiforme normal; C- Falha ou fratura aproximada; D- ZC transcorrente. Modificado de Silva et al. (2004)

## 5. TRABALHOS PRÉVIOS

### 5.1 Geologia e compartimentação tectônica da Faixa Araçuaí

A Faixa Araçuaí ocupa uma posição tectônica peculiar, confinada em uma reentrância cratônica definida pelos crâtons do São Francisco e do Congo, sendo as faixas Araçuaí e West Congo contrapartes de um mesmo orógeno, separadas pela abertura do Oceano Atlântico. O Orógeno Araçuaí-West Congo é a fração norte de um grande orógeno gerado no Ciclo Orogênico Brasiliano-Pan Africano e que resultou na formação das faixas de dobramento Ribeira, Dom Feliciano, Kaoko, Damara, Gariep e a própria faixa Araçuaí-West Congo (Pedrosa Soares e Wiedemann-Leonardos, 2000).

Siga Jr. (1986) propôs a divisão da Faixa Araçuaí, com base em dados geocronológicos, em dois domínios tectônicos: um domínio externo (ou Ocidental) e um domínio interno (ou Centro-Oriental). O Domínio Externo é composto por metassedimentos de baixo grau metamórfico, representado pelas rochas dos grupos Macaúbas e Espinhaço, além de rochas gnáissico-migmatíticas do Complexo Itacambira-Barrocão com idades arqueanas a paleoproterozoicas. O Domínio Interno contém rochas do período de acreção crustal da faixa, durante o ciclo Brasiliano, com a Formação Salinas sendo evidência deste processo, bem como a extensa granitogênese gerada nesse período, que foi dividida em três episódios: (1) sin- a tardí-tectônico (650-550 Ma), (2) tardí- a pós-tectônico (550-500 Ma), e (3) pós-tectônico a anorogênico (500-450 Ma).

O Projeto de Levantamento Geológico Básico – PLGB – realizado pela CPRM na região do Vale do Rio Doce, em escala 1: 100.000(Folhas Afonso Cláudio, Domingos Martins e Cachoeiro do Itapemirim), dividiu os maciços graníticos em três grupos tectônicos principais: (1) pré- a sintectônico às fases de metamorfismo regional; (2) sin-transcorrentes e, (3) pós-transcorrentes (Féboli 1993a e b; Silva 1993).

Pedrosa Soares e Wiedemann-Leonardos (2000) descrevem também dois domínios distintos, um externo e outro interno, os quais são muito semelhantes aos domínios descritos por Siga Jr. (1986). De acordo com estes autores, o domínio externo é caracterizado por uma forma de arco simétrico e conecta dois aulacógenos chamados Paramirim, no Brasil, e Sangha, na África. Os lados opostos do domínio externo evidenciam vergência tectônica centrífuga, exibindo estruturas de baixo a moderado ângulo, como foliação dúctil regional, cavalgamentos e superfícies axiais de dobras assimétricas, com sentidos opostos: uma com a vergência das estruturas em direção ao Cráton do São Francisco (para Oeste) e outra com a vergência em direção ao Cráton do Congo (para Leste). As sequências neoproterozoicas mostram, junto às bordas cratônicas, metamorfismo de fácies xisto-verde inferior a anfibolito

inferior. O domínio interno, limitado à Faixa Araçuaí, tem orientação geral NNE a N-S e é interrompido pela estruturação arqueada que define o setor norte da referida faixa. O extenso plutonismo Neoproterozoico/Cambriano é característico deste domínio. Dois subdomínios distintos são ainda reconhecidos: um a norte da latitude 19°S, com vergência marcante para SW, que se caracteriza por empurrões oblíquos de mergulhos baixo a moderado com uma componente de movimento destral. Este subdomínio corresponde à zona anatética do metamorfismo regional e da granitogênese e está situado na região onde a faixa está melhor exposta. O subdomínio a sul da latitude 19°S até 21°S é caracterizado por zonas de cisalhamento de alto ângulo de mergulho, com cinemática destral, o qual expõe um nível crustal mais profundo com rochas de alto grau, incluindo as de fácies granulito e os complexos intrusivos com associação charnockítica, zonados, com núcleos de composição máfica/intermediária, com evidências de mistura de magmas (*mixing and mingling*), a exemplo dos complexos Aimorés, Várzea Alegre, Pedra Preta, etc. (Wiedemann et al., 1987, 2004; Wiedemann, 1993; Mello et al. 2011).

Campos-Neto e Figueiredo (1995) dividiram a faixa Araçuaí em diversos terrenos, sendo eles: (1) Microplaca Serra do Mar, (2) Cinturão Juiz de Fora, (3) as sequências de *rift* mesoproterozoicas e, (4) Microplaca Guanhães. A Microplaca Serra do Mar corresponde a um extenso cinturão linear que se estende pela costa brasileira, e que registra um arco magmático resultante da convergência de placas. Esse arco corresponde à orogenia Rio Doce, composta dominantemente de migmatitos e granitoides. É constituída por três terrenos (segmentos) metamórficos de alto grau distintos: (i) supracrustal, (ii) gnáissico-migmatítico e (iii) granito-migmatítico-granulito-. O cinturão Juiz de Fora é constituído pelos terrenos infracrustais Juiz de Fora e Mantiqueira e supracrustal do Paraíba do Sul. Os dois primeiros são caracterizados por gnaisses cinzentos e granulitos, e o último, por migmatitos com relíquias de sedimentos plataformais. As sequências de *rift* mesoproterozoicas são formadas pelos grupos Espinhaço e São João Del Rey. A Microplaca Guanhães inclui rochas metamórficas de alto grau e apresenta registro de vulcanismo riodacítico do Mesoproterozoico.

## 5.2 Batólito Muniz Freire (BMF)

A área de ocorrência do BMF caracteriza-se por uma topografia com relevo alçado, com morros isolados, sendo comuns feições do tipo “Pão de Açúcar”, incluindo vales encaixados e relevo serrano com feições abauladas. O solo, de cor castanho-amarronzado a amarelada, apresenta composição areno-argilosa.

O BMF possui área de exposição de aproximadamente 680 km<sup>2</sup> e aflora numa faixa contínua de direção NE-SW com extensão de 90 km e largura média de cerca de 12 Km. O corpo estende-se desde as imediações da localidade de Rive até Barra do Firme, onde se

confronta com o Maciço Afonso Cláudio.

O contato oeste do batólito é marcado pela zona de cisalhamento de Guaçuí, descrita como uma estrutura de alto ângulo com movimento desstral e inverso (empurraõ) com a capa (*hanging wall*) localizada a leste da mencionada estrutura, com evidências de transporte tectônico de sudeste para noroeste (Signorelli, 1993; Silva, 1993). Esta estrutura separa o batólito dos paragnaisse de alto grau do Complexo Paraíba do Sul e rochas charnokitoides da Suíte Caparaó (Silva et al. 2004). O limite leste é definido pela zona de cisalhamento de Piracema, marcando o contato com o batólito Estrela e com uma sequência de paragnaisse do Complexo Paraíba do Sul (Signorelli, 1993; Silva, 1993; Silva et al. 2004).

Signorelli (1993) descreve as rochas do batólito como gnaisses granitoides, de composição predominantemente granítica, com variações para granodiorítica e tonalítica. Apresenta cor cinza a cinza clara, textura milonítica do tipo flaser, granulação média a grossa, localmente porfiroblástico, sendo constituído essencialmente de K-feldspato (microclínio), plagioclásio (oligoclásio sódico, com teor em An de 15-20%), quartzo e biotita e, como acessórios, inclui apatita, zircão, alanita, titanita, hornblenda e granada. O corpo possui estrutura foliada, a qual varia em direção e em mergulho. São comuns alterações metamórficas relacionadas a atuação de fluidos tardios como sericitização nos feldspatos, epidotização e cloritização na biotita e hornblenda, bem como albititização e epidotização nas bordas de cristais de plagioclásio.

Figueiredo e Campos Neto (1991) descrevem as rochas do batólito como biotita granitos leuco- a hololeucocráticos, incluindo um corpo gabroico de extensão decamétrica e finos diques disruptos de monzogabro e quartzo monzonito subordinados, incluindo ainda hornblenda-biotita granitoides com magnetita, titanita, zircão e apatita como minerais acessórios, e enclaves microgranulares (gabro-diorito-tonalito-granodiorito). O magmatismo é caracterizado como cálcio-alcalino e de composição expandida. Suas características geoquímicas são consideradas típicas de granitoides pré-colisionais relacionados à subducção de uma crosta oceânica. Descrevem, também, biotita granitos com granada, muscovita, magnetita, zircão, apatita e titanita como acessórios, cujo químismo é semelhante ao de granitoides tardio-orogênicos, enquanto os diagramas multi-elementares sugerem semelhança com os de granitos pós-colisionais.

A composição química das rochas básicas do batólito é relacionada com os basaltos do Chile central e interpretada como derivada de uma área-fonte mantélica enriquecida com componentes de zona de subducção, a qual englobaria tanto um enriquecimento intra-placa quanto a de um manto empobrecido (Figueiredo e Campos Neto, 1991). Os gabros da sequência cálcio-alcalina são considerados mais primitivos do que os termos básicos e talvez eles possam representar produtos com graus mais elevados de fusão parcial da mesma área-fonte mantélica enriquecida e heterogênea. Segundo estes autores, os magmas básicos

poderiam ter gerado, por diferenciação, a sequência cálcio-alcalina.

Figueiredo e Campos Neto (1991) mencionam uma idade de 600-580 Ma, obtida por Söllner *et al.* (1987), e atribuem como sendo a idade das rochas da sequência cálcio-alcalina, apesar do zircão ter sido “coletado um pouco ao sul da área em estudo”. Os autores também mencionam idades de 520-490 para os granitoides isótropos intrusivos no BMF. Além disso, concluem que a idade dos biotita-granitos deve situar-se entre 580 e 520 Ma, e que estas rochas foram originadas pela fusão de crosta inferior (ortognáissica ou granulítica) espessada pelo evento colisional.

## 6. MATERIAIS E MÉTODOS

Foi realizada uma atividade em campo que consistiu de uma viagem de três dias na área de estudo, onde foram feitos três perfis cortando o batólito: o primeiro na parte sul do mesmo, o segundo na parte central, e o terceiro na parte norte do batólito (fig. 1). Nessa atividade de campo, foram coletadas novas amostras em pontos ainda não visitados anteriormente no batólito pelo orientador do trabalho. Com isso, além do autor ter tido a possibilidade de se familiarizar com a área de estudo, teve-se como resultado dessa etapa de campo uma amostragem mais representativa do corpo.

As 34 amostras coletadas em campo foram preparadas para estudos petrográficos, geoquímicos e de química mineral.

Para o estudo das lâminas delgadas, foi empregado o microscópio petrográfico Olympus BX40, disponível no Laboratório de Microscopia Ótica do Instituto de Geociências da USP. Foi feita a descrição textural, mineralógica e modal (por estimativa visual) de 17 lâminas delgadas, confeccionadas a partir das amostras coletadas no campo. As descrições petrográficas das referidas lâminas encontram-se sumarizadas no Anexo I e as interpretações encontram-se no item 8.1 do presente relatório.

Para a obtenção das fotomicrografias das lâminas delgadas foi utilizado um microscópio petrográfico Leica TCS-SPE confocal (e software do referido modelo) do Laboratório de Sedimentologia do Instituto de Geociências da USP.

As amostras coletadas em campo, após uma seleção prévia e uma análise petrográfica, foram encaminhadas para análises geoquímicas de elementos maiores, menores, traços e terras raras. Os resultados das análises encontram-se na tabela 1 e o seu tratamento, interpretação e discussão são apresentados no item 6.3. As determinações geoquímicas (elementos maiores, menores, traços e terras raras) foram realizadas no Acme Labs - ACME Analítica Laboratórios Ltda., localizado em Belo Horizonte, MG, utilizando-se para determinação dos elementos de um espectrômetro ICP-OES (emissão óptica com plasma

induzido acoplado), modelo 3410 da ARL pelo método LF200. As amostras encaminhadas para análises geoquímicas foram preparadas da seguinte maneira:

- Lavagem – esta etapa foi realizada para remover qualquer resíduo de solo e de matéria orgânica presente nas amostras;
- Redução granulométrica – utilizou-se uma marreta para redução das amostras até a fração de aproximadamente 5,0 cm<sup>3</sup>;
- Quarteamento – foi utilizado para a redução de volume das amostras e para que se mantivesse uma porção representativa da amostra original;
- Britagem – as amostras foram moídas em moinho de bolas até obter-se a sua pulverização na fração pó;
- Peneiramento- foram separadas as frações de 100 meshes para as análises geoquímicas e para a separação de grãos de zircão que serão usados eventualmente para datação geocronológica pelo método U-Pb.

Os mapas apresentados neste trabalho foram confeccionados no software ArcGis da empresa ESRI (*Environmental Systems Research Institute*) com a ferramenta ArcMap (10.2.2) e posteriormente foram retocados para melhor apresentação no editor de imagens de código aberto *Inkscape*.

Os gráficos de classificação geoquímica e discriminação tectônica foram confeccionados com a utilização do software GCDKit 3.0 (*GeoChemical Data toolkit*).

## 7. RESULTADOS OBTIDOS

### 7.1 Trabalho de Campo

#### 7.1.1 Perfil da parte Sul do batólito

O Perfil da parte Sul do batólito foi realizado partindo-se do centro urbano de Guaçuí em direção ao município de Alegre. Como o início da amostragem encontrava-se muito próximo da zona de cisalhamento (ZC) de Guaçuí, as primeiras amostras estavam fortemente alteradas e com foliação subvertical paralela à direção da ZC. Nesta região, são comuns veios quartzosos e quartzo feldspáticos cortando as rochas miloníticas associadas à ZC. O bandamento destas rochas é centrimétrico a decimétrico, com a estrutura variando com relação à sua continuidade, ocorrendo por vezes bandas melanocráticas e leucocráticas bem definidas, com feições sigmoidais frequentes, podendo conter anfibólio ou biotita como máfico principal (ponto 7). O batólito é estruturalmente homogêneo, foliado, com estruturas sempre simétricas em relação à foliação e sem bandamento evidente na escala de afloramento, mesmo junto às bordas do corpo, sendo composto sistematicamente de quartzo, feldspato (plagioclásio e K-feldspato) e biotita como máfico principal. Esta rocha possui cor cinza a cinza

clara, com fenocristais de feldspatos pouco estirados e quartzo formando *ribbons*. Nesta seção pode-se observar um afloramento de paragnaisse de origem metapelítica com biotita, sillimanita, granada, muscovita, feldspato e quartzo, pertencente ao Complexo Paraíba do Sul, indicando proximidades do contato sul com o BMF.

#### 7.1.2 Perfil da parte central do batólito

O Perfil Central foi realizado na estrada partindo do município de Muniz Freire em sentido ao município de Castelo. A maioria das amostras foram coletadas neste devido ao baixo grau de alteração intempérica dos afloramentos, provavelmente relacionado com a maior distância da ZC Guaçuí. Ao longo do perfil é possível observar as feições geomorfológicas típicas do batólito, como morros isolados e em forma de 'pão-de-açúcar'. Nos paredões desses morros é possível ver, a distância, diques decimétricos, em geral de cor clara, cortando de forma discordante a foliação das rochas do batólito em diversas direções. Alguns desses diques, observados e amostrados em afloramentos, são de sienogranitos (11b, 14b, 14c). Possuem cor cinza clara e apresentam estrutura foliada a levemente foliada, sendo definida pelo alinhamento de cristais de biotita, quartzo e feldspato. A textura é granoblástica, de granulação média a grossa, composta por quartzo, plagioclásio, K-feldspato, pequenas quantidades de biotita e, ocasionalmente, granada. Esta foliação mostra mergulho em geral para sul-sudoeste, orientação que não é compatível com a direção da ZC Guaçuí. A composição varia de sienogranítica (diques) a granodiorítica. Observam-se enclaves granodioríticos com bandamento magnético interno e maior conteúdo de minerais maficos do que a rocha circundante. No geral, os diferentes afloramentos visitados mostram uma grande homogeneidade estrutural, textural e mineralógica.

#### 7.1.3 Perfil da parte norte do batólito

Este perfil estende-se desde uma bifurcação próxima ao acesso da estrada para Brejetuba até o centro urbano de Afonso Cláudio. Nesta região, observa-se um muscovita-biotita-quartzo xisto com alteração de cor marrom e apresentando duas direções de foliação muito fortes, indicando tratar-se de um domínio fora do BMF, porém nas vizinhanças da ZC Guaçuí, provavelmente de paragnaisse pertencentes ao Complexo Paraíba do Sul ou de alguma unidade não cartografada e que foram envolvidos pela deformação relacionada à atividade desta estrutura. Os granitos do BMF neste perfil são semelhantes aos encontrados no Perfil Central, situado mais no centro do batólito, porém, observa-se aqui uma granulação relativamente mais grossa e um aumento no conteúdo de fenocristais de K-feldspato. Em afloramento distante da ZC Guaçuí, está presente uma foliação muito forte e subvertical. Esta rocha apresenta alguma alteração devida a sua estrutura, sendo um indício de que há ramificações da ZC Guaçuí não mapeadas que cortariam porções mais internas da extremidade norte do BMF.

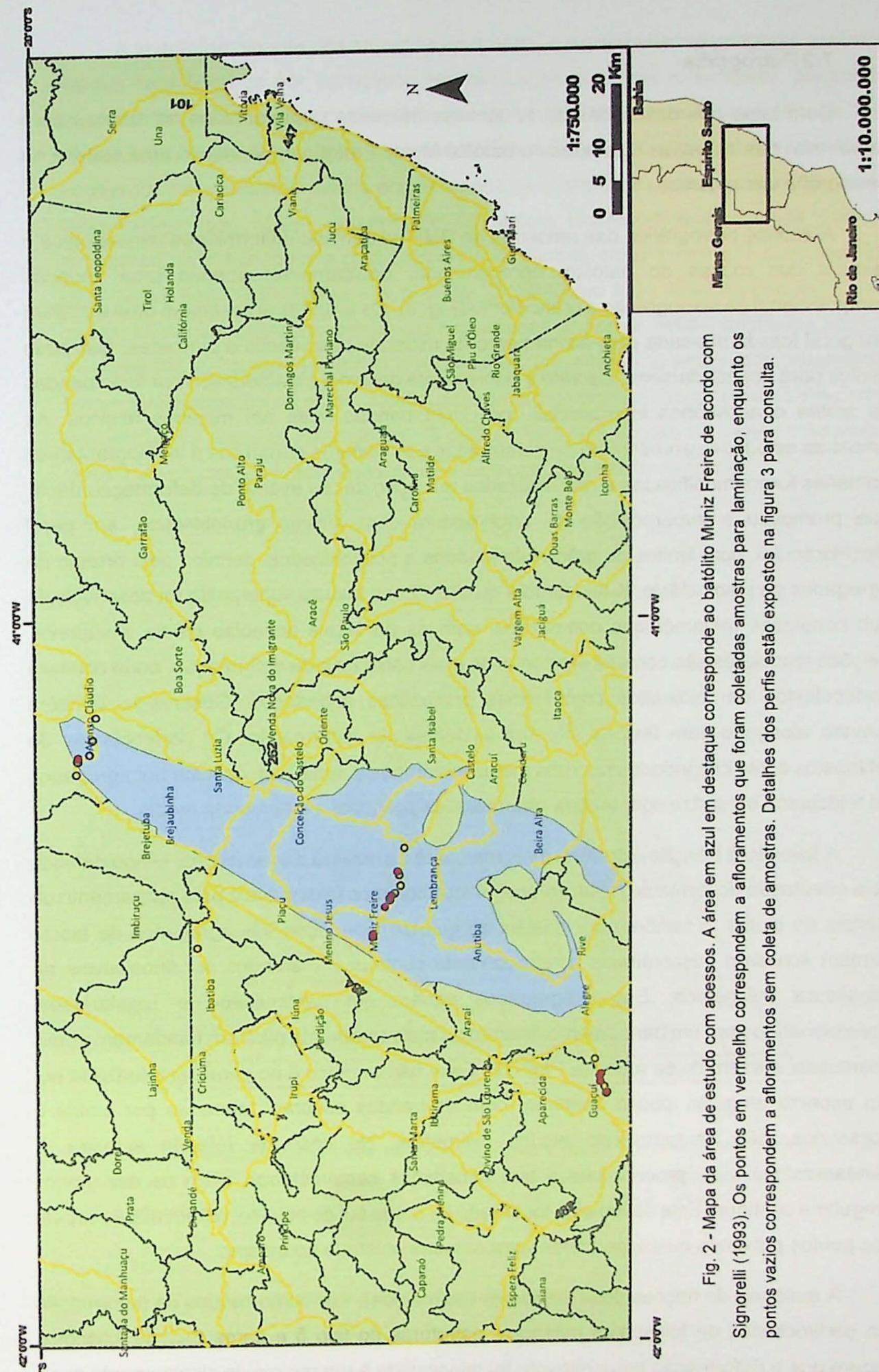


Fig. 2 - Mapa da área de estudo com acessos. A área em azul em destaque corresponde ao batólito Muniz Freire de acordo com Signorelli (1993). Os pontos em vermelho correspondem a afloramentos que foram coletadas amostras para laminação, enquanto os pontos vazios correspondem a afloramentos sem coleta de amostras. Detalhes dos perfis estão expostos na figura 3 para consulta.

## 7.2 Petrografia

Com base nas descrições de 17 lâminas delgadas (apresentadas no anexo I para referência) das amostras coletadas no batólito Muniz Freire, segue abaixo uma síntese da petrografia das mesmas.

A análise petrográfica das amostras do BMF evidenciou uniformidade mineralógica e textural das rochas do batólito, apresentando, basicamente, apenas uma variação composicional de sienogranito a granodiorito (Fig. 3). Os granitos apresentam uma estrutura em geral foliada marcada pelo alinhamento de minerais prismáticos e placoides, que pode evoluir para um bandamento discreto a pobemente definido, caracterizado por finas bandas de biotita e acessórios intercalados com finas bandas ricas em minerais félsicos. As amostras estudadas apresentam-se deformadas e as texturas porfiríticas a inequigranulares primárias foram modificadas e recristalizadas por ação de um evento de deformação dúctil, que promoveu a superposição de uma textura com arranjo granoblástico, em geral inequigranular, com limites de grãos interlobados a poligonizados, definido pelo arranjo de agregados de plagioclásio, K-feldspato e quartzo. Essa textura superposta foi desenvolvida sob condições metamórficas compatíveis com as da fáceis anfibolito médio a superior. Feições reliquias são comuns em zonas de mais baixa taxa de deformação, onde ocorrem porfiroclastos de feldspatos com formas prismáticas subédricas. Observa-se também quartzo alongado sem feições internas evidentes de deformação. Os porfiroclastos de feldspatos estão circundados por uma matriz metamórfica, mais fina, definida por agregados de feldspatos e quartzo com textura granoblástica poligonal a interlobada média.

A foliação é a feição estrutural mais marcante na maioria das amostras, sendo definida pela orientação de forma de minerais prismáticos como os feldspatos e pelo alinhamento de cristais de biotita, e também por cristais de quartzo alongados. Os agregados de biotita formam *schlieren* descontínuos a relativamente contínuos, marcados por finos níveis de espessura milimétrica. Esses agregados variam em continuidade e regularidade, transicionando para um bandamento discreto ou mais raramente para um bandamento mais acentuado, a exemplo da amostra PMF-7B. Esse bandamento é no geral caracterizado por um aspecto irregular, pouco contínuo, com as bandas escuras, formadas por biotita e acessórios, não ultrapassando alguns milímetros. No caso da referida amostra, o bandamento é mais proeminente e tem dimensões centrimétricas, além de ser menos irregular e contínuo. Este último está localizado na borda sul do batólito, porém não se repete nos pontos próximos ou em qualquer outra amostra coletada no mesmo.

A ausência de feições deformacionais assimétricas, tais como caudas de deformação em porfiroclastos de feldspatos estirados, **estruturas do tipo δ e pares S-C** de foliações, sugere que a deformação predominante foi relacionada a um regime de cisalhamento puro.

A textura dominante das amostras analisadas é a granoblástica poligonal a interlobada média, caracterizada por agregados recristalizados contendo K-feldspato, plagioclásio e quartzo. Os porfiroclastos de quartzo apresentam forma alongada ao longo da foliação desenvolvida pela deformação no estado sólido. Estes cristais ocorrem associados com agregados de pequenos cristais poligonizados de K-feldspato e plagioclásio. Em zonas de baixa deformação ocorre preservação da textura blastoporfirítica, definida por cristais reliquias de K-feldspato e plagioclásio de tamanhos entre 1 mm e 4 mm, com formas prismáticas pouco alongadas e subédricas, porém com forte extinção ondulante. Nestes casos, os porfiroclastos encontram-se circundados por uma matriz constituída por cristais menores de feldspatos e quartzo dispostos em um arranjo granoblástico, sugerindo que houve recristalização no estado sólido durante o processo de metamorfismo e deformação que afetou as texturas magmáticas. O alinhamento dos cristais de biotita evidencia uma textura lepidoblástica média e marca de forma clara a foliação da rocha.

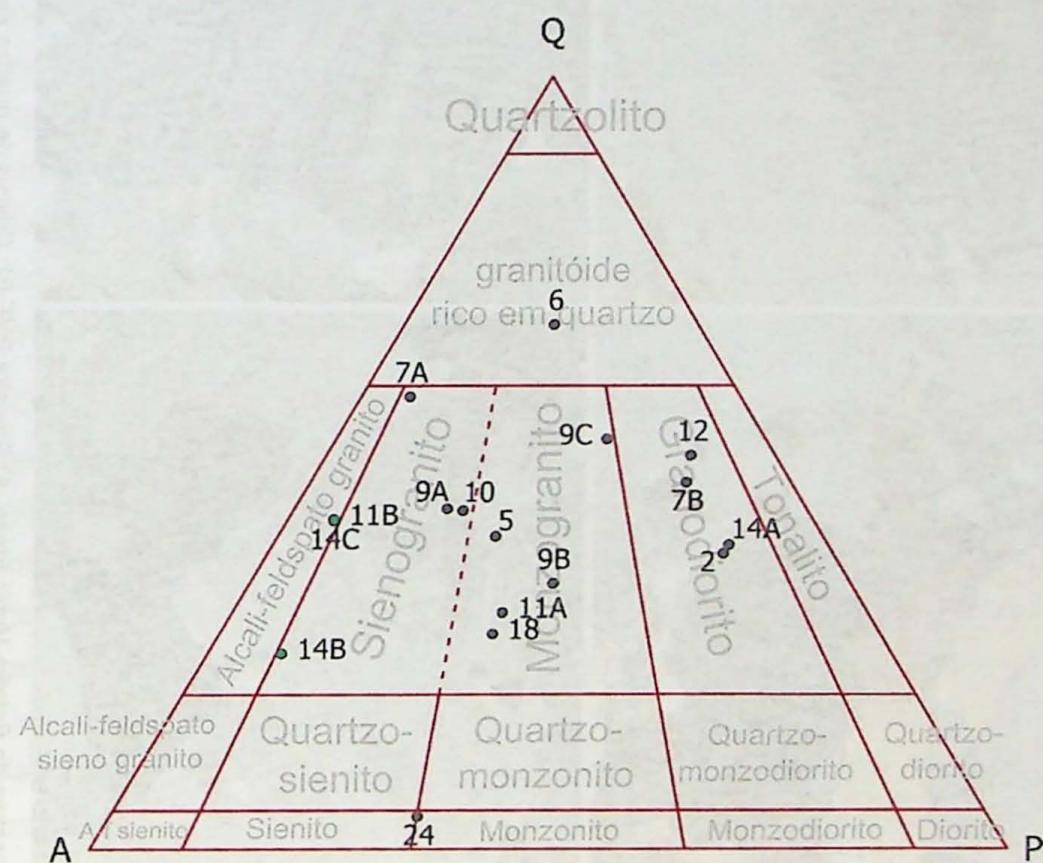


Fig. 3 – Classificação dos granitos estudados do Batólito Muniz Freire segundo o diagrama QAP de Streckeisen (1967) a partir de análise modal por estimativa visual. Os círculos com preenchimento verde-agua são referentes aos diques.

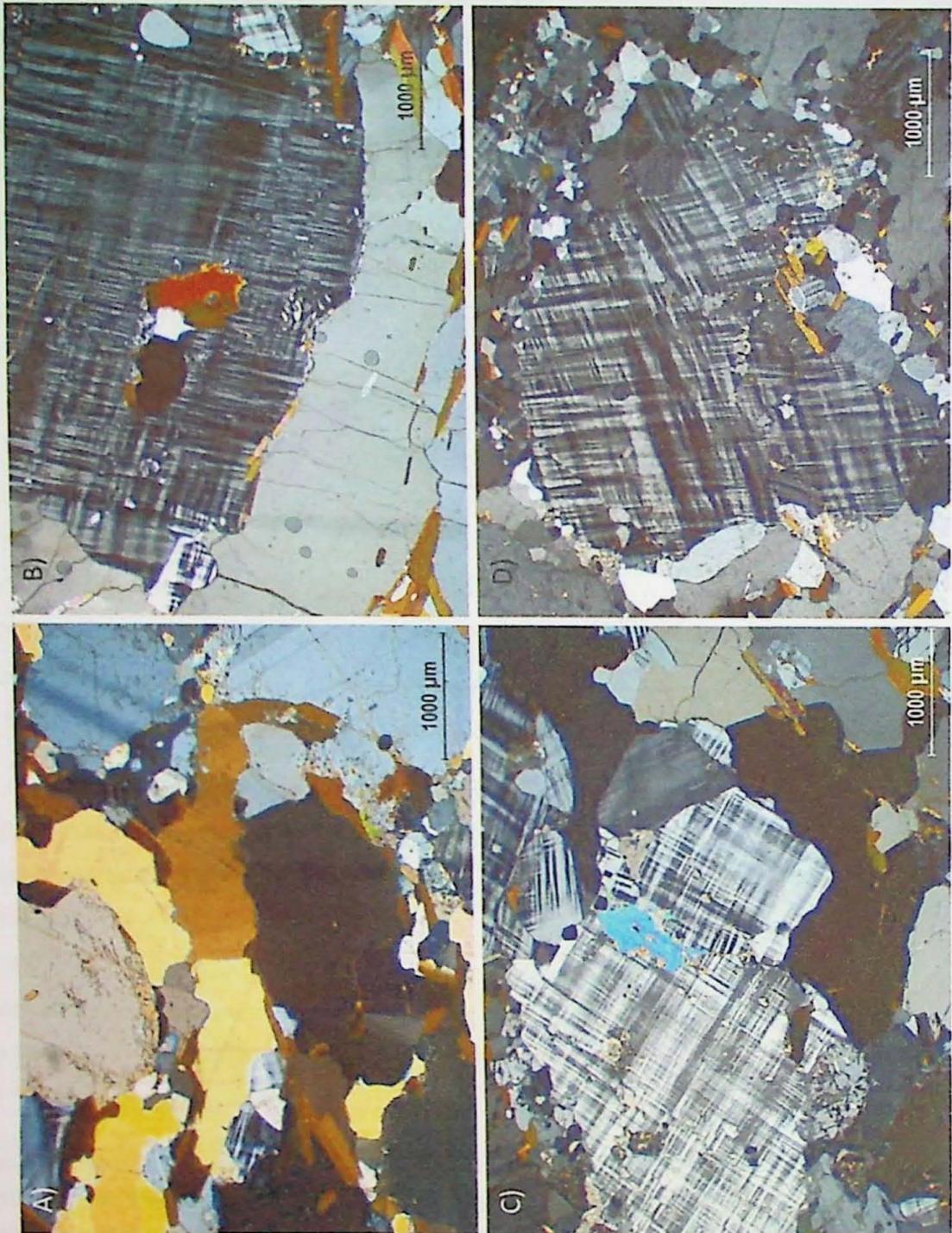


Fig. 4 – Fotomicrografia das amostras do Batólito Muniz Freire. A) Amostra PMF-02: Cristais de quartzo estirados e evidenciando extinção em setores do tipo *chessboard*, com biotita orientada e cristais reliquiais de plagioclásio. B) Amostra PMF-05: Fenocristal de K-feldspato com subgrãos nas bordas, inclusão de opacos e biotita, mirmequilização e cristal de quartzo estirado com direção concordante à dos cristais de biotita. C) Amostra PMF-05: Fenocristal de K-feldspato fraturado e com evidências de recristalização, com fratura preenchida por muscovita. D) Amostra PMF-07A: Fenocristal de K-feldspato com fraturas evidenciando um processo de deformação no grão com formação de subgrãos e pequenos cristais de quartzo e K feldspato recristalizados na borda do fenocristal de K-feldspato.

O Quartzo ocorre comumente na matriz metamórfica na forma de pequenos cristais em arranjo granoblástico poligonal formado por recristalização. Esses cristais apresentam contatos retos a interlobados, com evidências de deformação no estado sólido e com estruturas que indicam recristalização por migração de limites de grãos. Os subgrãos, que ainda não foram recristalizados, apresentam extinção ondulante e maclas de deformação. Os novos cristais metamórficos apresentam tamanhos entre 0,1 a 0,6 mm. Os porfiroclastos reliquias mostram tamanho médio entre 2 e 5 mm, podendo chegar até 7 mm. Mostram-se alongados na direção da foliação e exibem, com frequência, extinção ondulante por setores (tipo tabuleiro-de-xadrez). Outra forma de ocorrência está associada a formação de mirmequitas quando em contato com o plagioclásio. Neste caso, os cristais possuem formas vermiciformes e tamanhos inferiores a 0,2 mm.

O K-feldspato ocorre comumente recristalizado formando agregados de cristais metamórficos com formas poligonais, substituindo os subgrãos de um porfiroclasto maior. Na presença de textura granoblástica, apresentam tamanhos entre 0,2 e 0,5 mm e estão associados com cristais de quartzo e plagioclásio. Os porfiroclastos reliquias apresentam tamanho entre 2 e 3 mm, podendo chegar até 5 mm. Neste caso apresentam contatos irregulares, porém com forma prismática equidimensional a pouco alongada, sugerindo domínios que escaparam da deformação no estado sólido. Estes cristais, no entanto, apresentam fraturas preenchidas por muscovita tardia.

O Plagioclásio ocorre, na maioria das lâminas estudadas, como cristais poligonizados, sem geminação evidente. Os porfiroclastos mostram forma prismática pouco alongada, com tamanho médio entre 1 a 2 mm e máximo de 4 mm, e com zonação normal definida por núcleos mais cálculos. A geminação é principalmente segundo a Lei da Albite ou em conjunto segundo a Lei de Carlsbad. Os cristais metamórficos mostram tamanhos entre 0,1 e 0,6 mm, seguem a tendência de tamanho dos cristais da matriz granoblástica. A saussuritização varia de intensa a incipiente, ocorrendo a substituição parcial ou total por sericitita±epídoto±clinozoisita. Essa mesma alteração ocorre também nos cristais reliquias. Os contatos são irregulares e, por vezes, preservam sua forma original (subidiomórfica) com hábito tabular bastante evidente. O ângulo máximo de extinção dos cristais de plagioclásio é próximo de 5°, sugerindo um baixo teor de anortita e uma composição entre oligoclásio e albite.

A Biotita ocorre como cristais prismáticos e subidiomórficos, com pleocroísmo variando de cor castanha escura e castanha clara. Os cristais estão orientados e marcam a foliação principal. Ela ocorre, em geral, como cristais agregados constituindo bandas descontínuas com espessura média entre 1 a 2 mm. Associam-se minerais acessórios, como hornblenda, titanita e allanita. Pode ocorrer também inclusa em cristais de quartzo, plagioclásio e, mais raramente, no K-feldspato.

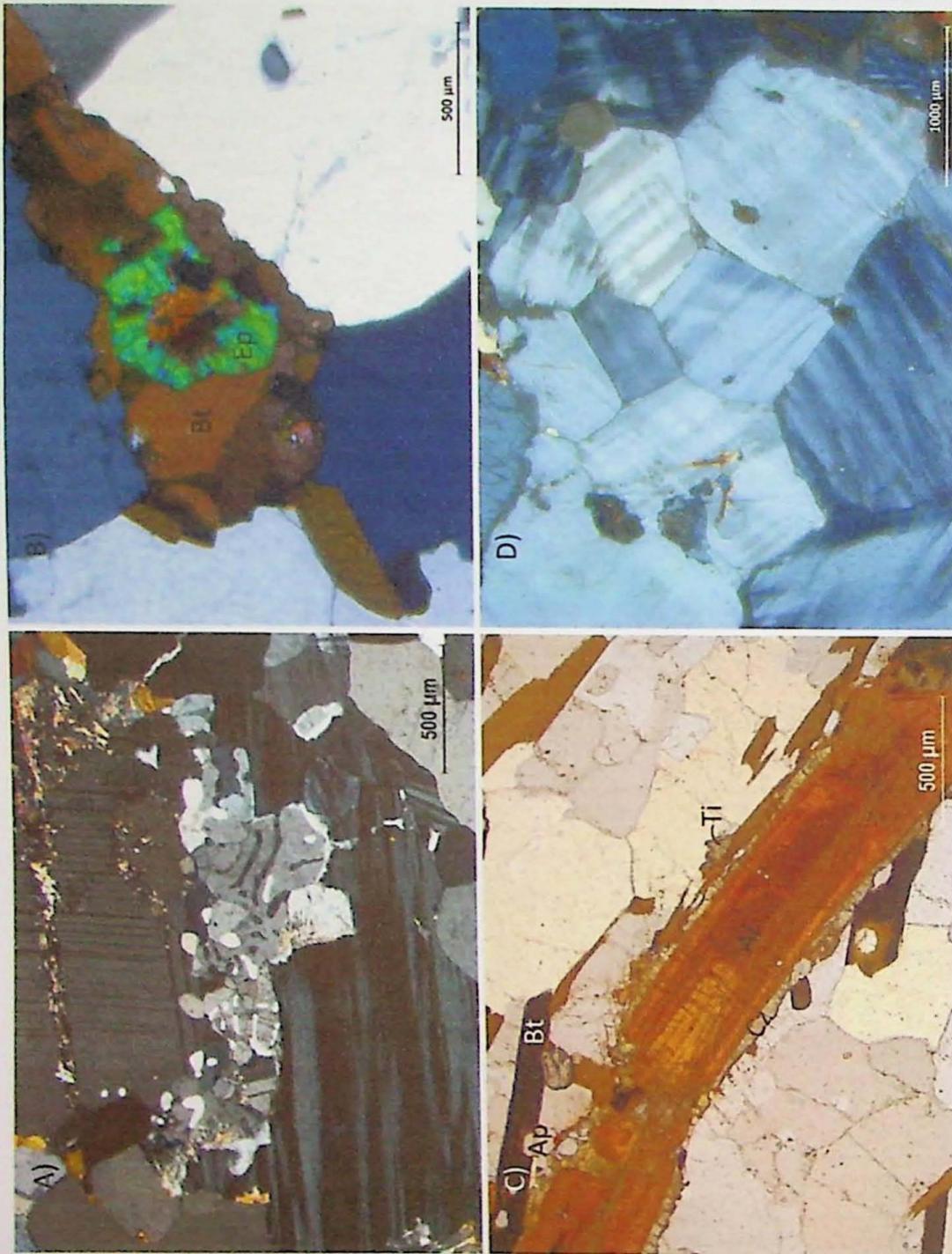


Fig. 5 - Fotomicrografias das amostras do Batólito Muniz Freire. A) Amostra PMF-7A: Fenocristais de K-Feldspato e plagioclásio com mirmecitização no contato entre eles, K-feldspato com evidências de recristalização na borda e plagioclásio com sericitização em fratura. B) Amostra PMF-14A: Cristal de epídoto associado a agregado de cristais de biotita e manteando cristal de allanita com geminação simples. C) Amostra PMF-9A: Cristal euhédrico de allanita com evidente zonamento, fraturado e manteado por clinozoisita, associado a cristais de biotita, apatita, titanita. Sem analisador. D) Amostra PMF-24B: Moisaisco de K-feldspato com subgrãos formados a partir de um único fenocristal que sofreu recristalização.

A Allanita é o mineral acessório mais comum das amostras estudadas e aparece como cristais zonados, idiomórficos, com tamanho entre 1 a 3 mm, podendo exibir geminação simples. Apresenta-se envolta por manto de epídoto ou clinozoisita. Ocorre associada com biotita e os cristais são orientados segundo à foliação da rocha.

A Titanita ocorre como pequenos cristais xenomórficos a subidiomórficos, ou em agregados, podendo atingir até 0,8 mm, associados comumente com a biotita.

A Apatita é mais rara e ocorre como diminutos cristais (~0,1 mm) com tendência circular. Associa-se com a biotita e ocorre também na matriz granoblástica sem evidência aparente de deformação.

O Zircão aparece como cristais subidiomórficos a idiomórficos, com tamanho relativamente grande, entre 0,2 a 0,4 mm, podendo ocorrer incluso em cristais reliquias de plagioclásio e em cristais deformados de quartzo ou mesmo entre eles.

A Clorita está intimamente associada com a biotita e muscovita, ocorrendo como cristais dispostos ao longo das bordas ou de seus planos de clivagens. Apresenta forma xenomórfica a subidiomórfica, birrefringência baixa e com pleocroísmo em tons de verde escuro a verde claro, sugerindo tratar-se de uma Penina. Representam o produto de retrometamorfismo da biotita.

O Epídoto apresenta forma equidimensional, xenomórfico a idiomórfico, como um produto de transformação metamórfica dos cristais de allanita, plagioclásio e biotita. A Clinozoisita ocorre como cristais equidimensionais e subidiomórficos, sendo produto de alteração (saussuritização) do plagioclásio, formando também mantos de alteração ao redor da allanita.

A Muscovita aparece de várias formas distintas: como cristais xenomórficos preenchendo fraturas de cristais reliquias de K-feldspato ou plagioclásio, como massas criptocristalinas da alteração pervasiva do plagioclásio, como sericita associada ao epídoto e/ou a clinozoisita ou ainda como cristais subidiomórficos formados possivelmente a partir do retrometamorfismo da biotita e clorita.

Os Minerais Opacos são raros e apresentam-se em geral bem formados com seções quadráticas a retangulares. Ocorrem como cristais isolados, de tamanhos entre 0,5 e 2,0 mm, ou ainda como agregados (até 4 mm) preenchendo fraturas.

A Granada aparece apenas nas amostras de veios tardios (amostra PMF-11B) ou, especialmente, nesse caso, em um xenólito (amostra PMF-7B). Na amostra PMF 11B, ela apresenta forma subidiomórfica e tamanhos entre 0,5 e 0,8 mm.

A *Hornblenda* aparece especialmente na amostra PMF-12 e ocorre sempre associada com a biotita. Ocorre como cristais subidiomórficos, de tamanhos entre 1,0 e 1,5 mm, com pleocroísmo variando de verde-oliva a verde-amarelada.

## 8. INTERPRETAÇÕES E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

### 8.1 Petrografia

Os estudos petrográficos das amostras do BMF mostram claramente a existência de feições texturais de deformação no estado sólido que foram superpostas a uma trama originalmente magmática. A análise petrográfica mostra a preservação de texturas ígneas em zonas de baixa taxa de deformação dúctil. A definição mais precisa das condições metamórficas fica prejudicada devido à composição quartzo-feldspática das rochas estudadas, e a pequena proporção de minerais máficos associados. Contudo, as texturas da trama de quartzo e dos feldspatos podem indicar o grau de metamorfismo a que essas rochas foram submetidas. A ocorrência de textura granoblástica poligonal a interlobada definida por cristais de plagioclásio e K-feldspato sugerem condições de temperatura mínimas de 600° C, correspondendo a condições de fácies anfibolito superior até granulito (Passchier e Trouw, 2005). A recristalização total dos cristais de quartzo sugere temperaturas compatíveis. Os cristais reliquias de quartzo apresentam maclas de deformação do tipo "tabuleiro de xadrez", mostrando uma extinção em setores, caracterizando a atuação de deformação em temperaturas superiores a 600°C (Hirth e Tullis, 1992; Kruhl, 1996; Avé'Lallement e Carter, 1999), provavelmente geradas durante a fase de resfriamento do corpo.

As evidências petrográficas sugerem que as rochas estudadas foram deformadas sob condições de médio a alto grau metamórfico (fácies anfibolito superior a granulito), formando assim uma paragênese com cristais equilibrados em uma textura granoblástica poligonal a interlobada média, a qual foi posteriormente desequilibrada durante um retrometamorfismo compatível com as condições de fácies xisto-verde, conforme sugerido pela presença da associação clorita+muscovita+quartzo+ minerais opacos.

A ausência de porfiroclastos ou outras feições de deformação assimétricas nas lâminas estudadas sugere que os processos de deformação no estado sólido foram dominados por mecanismos de cisalhamento puro.

As amostras do batólito apresentam composição sienogranítica a granodiorítica, exibindo basicamente variações nas proporções entre o K-feldspato e o plagioclásio.

	Granodioritos			Granitos						Diques		
	PMF-02	PMF-12	PMF-14A	PMF-05	PMF-06	PMF-09A	PMF-09C	PMF-18	PMF-26	PMF-07A	PMF-14B	
Oxidos (%)												
SiO <sub>2</sub>	70,61	68,07	71,17	72,38	76,49	72,54	72,57	74,17	75,33	74,02	75,54	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,48	15,80	14,39	14,59	11,72	13,59	13,50	13,32	12,69	13,32	13,05	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,29	3,38	2,91	1,31	1,63	2,79	2,89	2,10	1,87	1,48	0,86	
MgO	0,98	0,86	0,71	0,52	0,70	0,62	0,66	0,41	0,31	0,47	0,14	
CaO	2,46	3,31	3,11	0,83	1,04	2,03	1,98	1,84	1,34	1,59	0,86	
Na <sub>2</sub> O	3,48	3,64	3,29	2,11	2,39	3,14	3,02	2,84	2,95	2,53	2,56	
K <sub>2</sub> O	3,21	3,10	2,98	5,34	4,78	4,04	4,30	4,37	4,65	5,33	6,19	
TiO <sub>2</sub>	0,43	0,46	0,39	0,17	0,22	0,33	0,34	0,24	0,21	0,22	0,08	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,12	0,10	0,02	0,03	0,10	0,11	0,07	0,06	0,05	0,03	
MnO	0,03	0,06	0,05	0,02	0,02	0,05	0,05	0,04	0,05	0,03	0,01	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	
LoI	0,8	0,8	0,5	2,4	0,8	0,4	0,2	0,4	0,4	0,7	0,6	
Sum	99,82	99,62	99,62	99,70	99,78	99,65	99,62	99,81	99,86	99,74	99,92	
Menores(ppm)												
Ba	817	2260	2464	1931	1377	2073	2366	1007	836	1603	394	
Cs	1,4	0,5	0,8	1,0	1,6	0,5	0,3	1,5	1,6	1,0	1,1	
Ga	21,7	16,6	13,8	15,3	14,0	11,8	11,4	13,5	13,2	12,3	13,3	
Hf	5,6	5,6	4,9	4,7	5,1	5,4	5,6	4,0	4,0	5,0	2,4	
Nb	18,8	7,7	6,5	4,7	5,3	7,7	7,2	5,4	6,8	4,6	11,9	
Rb	114,7	52,5	50,2	122,2	152,9	64,8	66,7	101,9	125,9	104,3	124,0	
Sr	307,3	380,0	346,4	319,2	310,1	298,3	314,3	167,3	133,1	300,5	91,4	
Ta	1,0	0,3	0,2	0,3	0,4	0,6	0,4	0,4	0,4	0,2	2,0	
Th	2,2	6,5	7,0	12,5	1,5	8,5	9,0	10,3	13,7	12,9	8,1	
U	0,6	0,4	0,4	1,2	0,7	0,5	0,4	1,1	0,9	0,9	8,4	
Zr	211,8	250,4	208,2	165,6	182,6	228,5	234,8	158,7	135,6	164,5	63,3	
Y	5,9	12,5	11,3	5,2	2,9	14,1	14,1	13,1	21,3	5,8	24,3	
ETR(ppm)												
La	11,3	46,4	64,6	39,8	9,0	111,8	116,5	65,4	33,1	51,2	16,7	
Ce	22,8	108,3	121,2	86,3	15,0	170,2	149,7	136,8	77,9	101,3	33,8	
Pr	2,38	9,49	12,14	8,31	1,63	20,91	21,11	14,96	8,44	11,51	4,00	
Nd	8,8	33,3	41,3	30,0	5,8	70,3	72,7	52,7	31,2	41,4	14,8	
Sm	1,78	4,65	5,32	4,08	0,82	8,28	8,55	7,49	5,70	5,84	3,22	
Eu	1,32	1,52	1,48	1,15	0,76	1,55	1,49	0,97	0,88	1,89	0,40	
Gd	1,60	3,63	3,67	2,46	0,69	5,25	5,54	5,23	5,00	3,75	3,45	
Tb	0,25	0,52	0,48	0,32	0,12	0,66	0,66	0,69	0,87	0,42	0,72	
Dy	1,17	2,47	2,47	1,28	0,49	2,92	2,85	3,02	4,40	1,40	4,43	
Ho	0,18	0,45	0,40	0,16	0,09	0,47	0,49	0,48	0,76	0,17	0,79	
Er	0,56	1,38	1,27	0,42	0,26	1,54	1,40	1,30	2,11	0,50	2,39	
Tm	0,09	0,20	0,18	0,06	0,04	0,26	0,24	0,16	0,27	0,07	0,41	
Yb	0,50	1,21	1,14	0,34	0,32	1,87	1,83	1,09	1,61	0,52	2,73	
Lu	0,10	0,19	0,16	0,06	0,06	0,29	0,28	0,15	0,23	0,07	0,41	

Tabela 1 – Composição representativa dos elementos maiores e traços das amostras selecionadas do Granito Muniz Freire. Elementos maiores em % de peso e elementos traços em ppm.

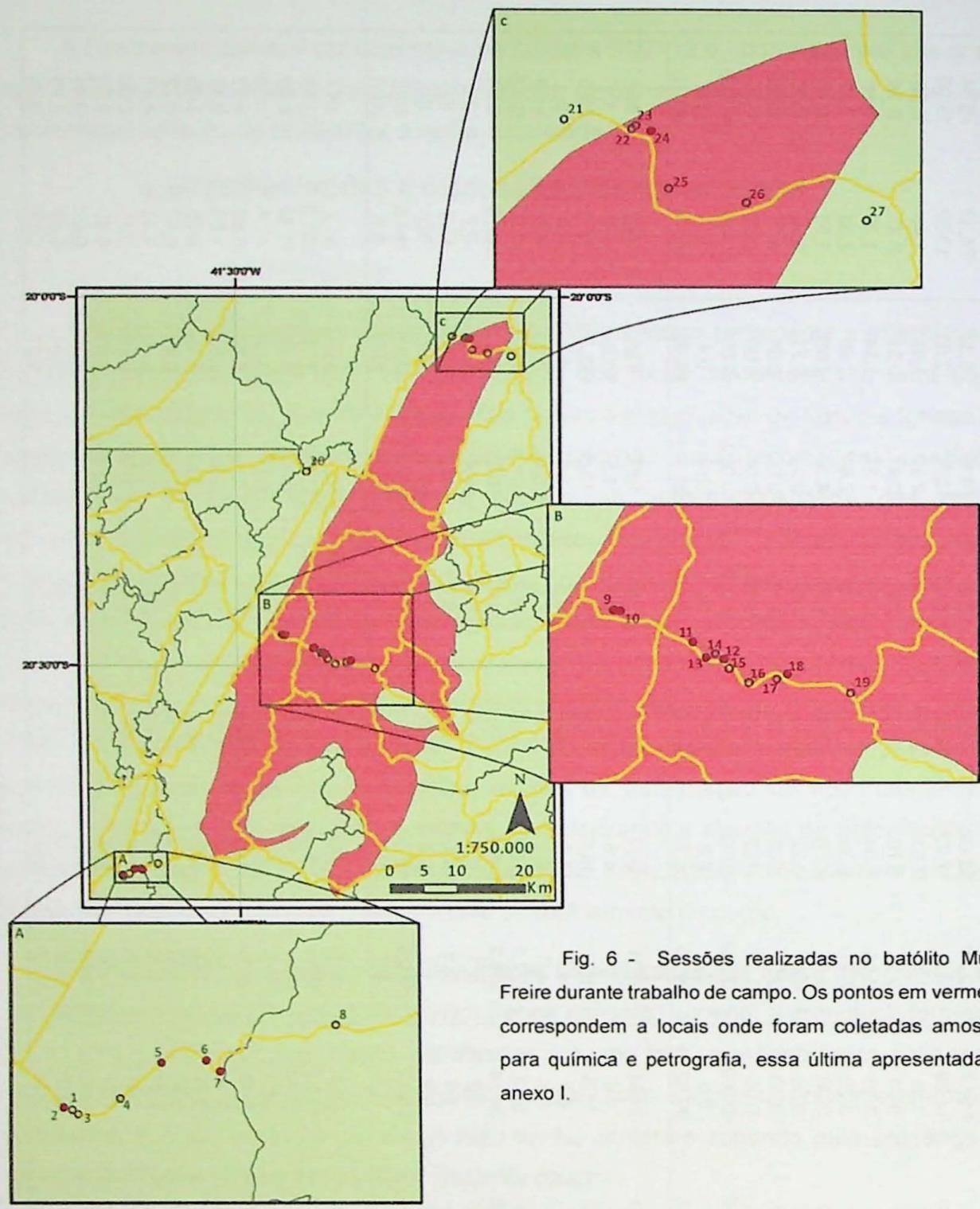


Fig. 6 - Sessões realizadas no batólito Muniz Freire durante trabalho de campo. Os pontos em vermelho correspondem a locais onde foram coletadas amostras para química e petrografia, essa última apresentada no anexo I.

O metamorfismo não modificou a proporção e composição dos minerais, razão pela qual a moda definida pelos principais minerais observados em lâmina delgada corresponde fundamentalmente a mesma da rocha original.

Os granitos do BMF podem ser classificados como biotita sienogranitos a biotita granodioritos, contendo hornblenda, apatita, zircão e allanita como minerais acessórios. A associação muscovita, epídoto, clorita e clinozoisita está associada a um evento de

retrometamorfismo gerado pelas últimas movimentações das zonas de cisalhamento que afetam o batólito.

O uso do termo “*ortogneisse*”, extensamente empregado na literatura para definir o BMF e os demais batólitos classificados como pré- a sin-colisionais do orógeno Araçuaí, não é recomendado no presente relatório, uma vez que o termo gnaisse deve ser reservado para uma rocha que apresenta clara estrutura bandada, o que não ocorre de maneira geral com o que se observa no campo e nas lâminas delgadas aqui descritas. Ressalte-se a importância do reconhecimento de texturas reliquias na maioria das lâminas analisadas, justificando o uso do prefixo meta- e preservando o nome-raiz para classificação do protólito.

## 8.2 Trabalho de Campo

Os afloramentos estudados do batólito Muniz Freire não deixam dúvida com relação a sua grande homogeneidade estrutural. Majoritariamente, predomina uma estrutura foliada que é definida pelo alinhamento de cristais e agregados de biotita que se dispõem segundo à direção da foliação, evidenciando assim sua cristalização/recristalização controlada por esta estrutura. Quartzo e os feldspatos alongados também determinam a foliação, podendo ser observados *ribbons* de quartzo e a deformação nos feldspatos que apresentam sempre cristais simétricos. Contudo, na porção sul do batólito (ver 5.1.1), é possível observar um bandamento gnáissico marcante que chega a proporções decimétricas, com separação de bandas claras ricas em minerais félsicos (quartzo, feldspatos e granada) que se alternam com bandas escuras dominadas por minerais máficos (biotita e anfibólio).. Esse afloramento com estrutura bandada apenas é restrito à borda sul do corpo, muito próximo do contato com o Complexo Paraíba do Sul (ver ponto 8).

Vale notar que o primeiro perfil foi realizado fora dos limites da área mapeada por Signorelli (1993) como granito Muniz Freire. Porém, os afloramentos descritos e as amostras coletadas e analisadas tanto petrográfica como geoquímica não deixam dúvida que tais rochas fazem parte do batólito Muniz Freire, sugerindo que a sua expressão em área é maior do que tem sido representado nos mapeamentos realizados na região (fig. 4).

Na seção norte, realizada no batólito, foi possível observar uma unidade ainda não mapeada na região, que corresponde petrograficamente a um muscovita-biotita-quartzo-plagioclásio xisto que aparece tanto no contato oeste como no contato leste do referido batólito. Esta unidade, pela sua expressão, é mapeável mesmo em escala 1: 100.000, e deve corresponder a uma faixa de milonitos que limita o batólito nessa região e está

associada provavelmente com a atividade das zonas de cisalhamentos que controlara a colocação do mesmo no setor norte.

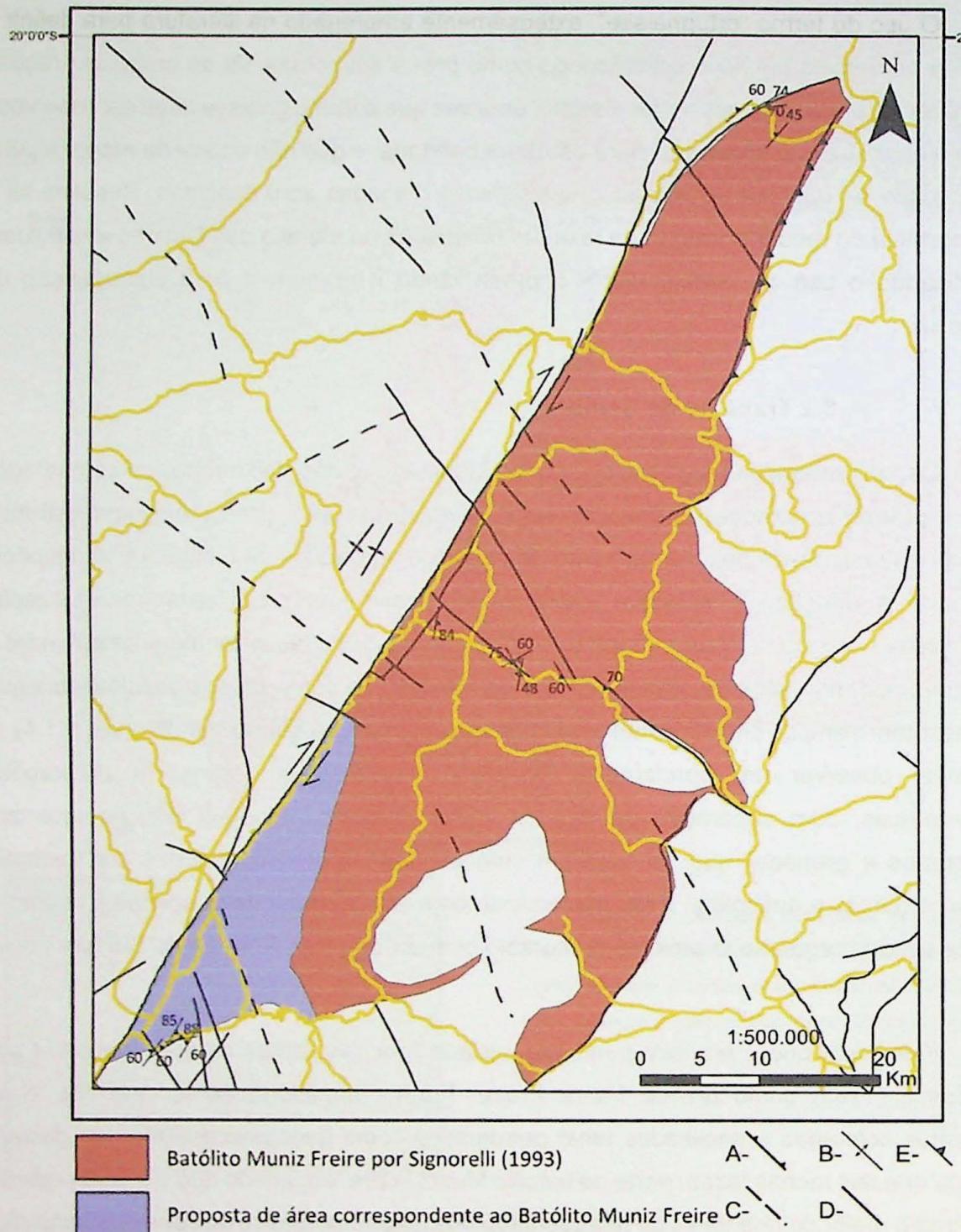


Fig. 7 - Mapa com a altitude das foliações obtidas no campo e a interpretação do novo limite do Batólito Muniz Freire com base nas informações de campol. A- Falha inversa ou de empurrão ou ZC transpressional; B- Anticinal ou antiforme normal; C- Falha ou fratura aproximada; D – Zona de C transcorrente. E- Foliação S<sub>n</sub> de estiramento e orientação dos minerais.

A foliação do batólito em mapa (fig. 7) mostra-se com disposição subparalela à ZC Guaçuí, evidenciando assim o controle exercido por esta estrutura na colocação das suas rochas neste setor do batólito. Contudo, distanciando-se do contato e indo em direção ao centro do corpo, as foliações mantém-se de alto ângulo, porém assumem uma outra direção que é quase ortogonal à ZC Guaçuí, indicando que aí não há mais um controle da foliação por esta estrutura, mas sim por outro mecanismo. Nota-se também que a foliação se torna cada vez mais incipiente à medida que se afasta da ZC Guaçuí, sugerindo que ela tenha sido gerada por fluxo magmático. Isto é corroborado pelas observações de lâmina, uma vez que não foram registradas feições microestruturais indicativas de rotação de minerais, sugerindo que a recristalização para o interior do corpo ocorreu sob condições estáticas sem interferência da atividade da zona de cisalhamento. Em lâmina delgada, a partir de uma amostra mais distante da ZC Guaçuí (lâmina PMF-18) observa-se o desenvolvimento de uma foliação incipiente e com pouca deformação, reforçando assim a não interferência da referida ZC nesta porção do corpo. Contudo, as falhas assinaladas no mapa de Silva (2004) têm direção semelhante ao das foliações encontradas nesta seção, sugerindo que elas tiveram papel importante na nucleação, apesar de não terem sido encontradas evidências de campo que suportem a existência dessas falhas (fig. 7).

### 8.3 Geoquímica

Foram selecionadas para análises geoquímicas 11 amostras representativas do BMF, a quais estão indicadas na tabela 1. Nos diagramas utilizando foram separados três grupos de rochas: (1) O corpo principal, (2) Os diques aplíticos, (3) Anomalias químicas a serem identificadas.

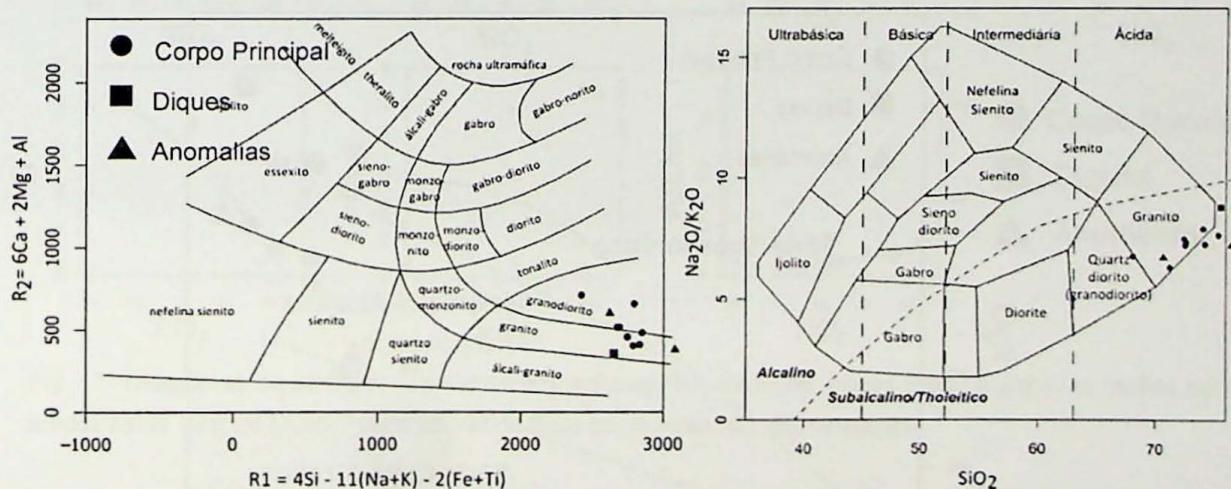


Fig. 8 - Diagramas de classificação. A) R1 vs R2 de De la Roche et al., (1980); B) Diagrama álcalis total vs. Sílica (TAS por Cox et al., 1979) contendo as amostras do Batólito Muniz Freire.

As rochas estudadas mostram teores de  $\text{SiO}_2$  entre 68% e 76,5%, correspondendo a granodioritos até sienogranitos, com teores de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  relativamente altos, entre 12,7 e 15,8, típico de rochas peraluminosas. Os diagramas de classificação de De La Roche et al. (1980) e Cox et al. (1979) indicam se tratar de granitos a granodioritos de natureza subalcalina (Fig. 5A e 5B). O diagrama de saturação em alumina de Shand (1949) (Fig. 6A), de  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  versus  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  (ACNK vs A/NK), indica o caráter levemente peraluminoso das amostras estudadas, conforme já salientado pelos altos teores relativos de alumina, enquanto o diagrama AFM revela a afinidade cárneo-alcalina das mesmas (Fig. 6B). O diagrama de Le Maître et al. (1989),  $\text{SiO}_2$  vs.  $\text{K}_2\text{O}$ , classifica essas rochas como cárneo-alcalina alto-K, com três delas (incluindo um dique) situando-se no campo shoshonítico (Fig. 10).

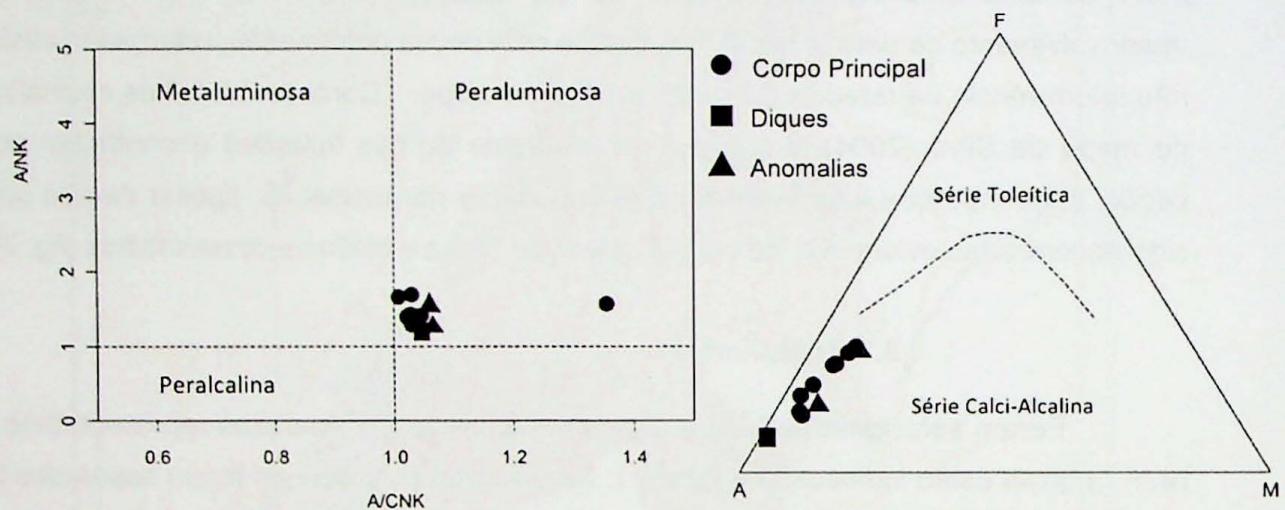


Fig. 9 – Diagramas de afinidade química. A) Diagrama de Shand (1949) para avaliação das relações entre álcals e alumina. B) Disposição dos granitos no diagrama AFM de Irvine e Baragar (1971).

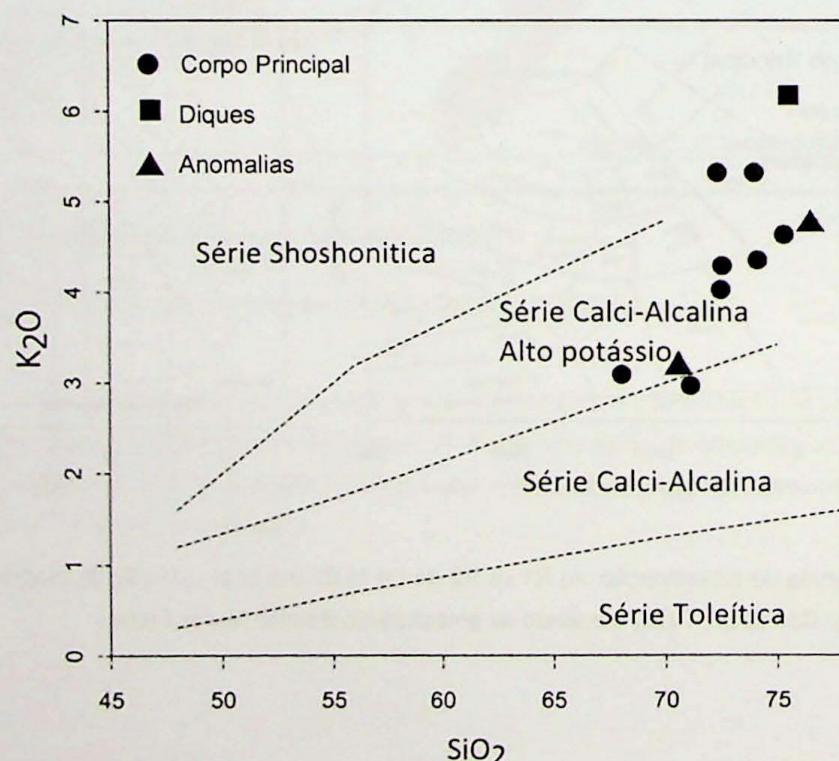


Fig. 10 - Diagrama  $\text{K}_2\text{O}$  com relação a  $\text{SiO}_2$  como proposto por Le Maître et al. (1989) para 28 classificação das rochas cárneo-alcalinas.

O comportamento dos elementos maiores vs. sílica, apesar de certa dispersão das amostras para alguns elementos, mostra tendências bem definidas de diferenciação magmática, com a diminuição dos teores de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeOT}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  e  $\text{Na}_2\text{O}$  e aumento dos teores de  $\text{K}_2\text{O}$ . Embora os diques apresentem teores mais elevados para  $\text{MgO}$ , os padrões exibidos para os outros elementos são compatíveis com rochas comagmáticas afetadas por mecanismos de diferenciação com cristalização fracionada de biotita, plagioclásio, K-feldspato, apatita e minerais opacos (Fig. 11).

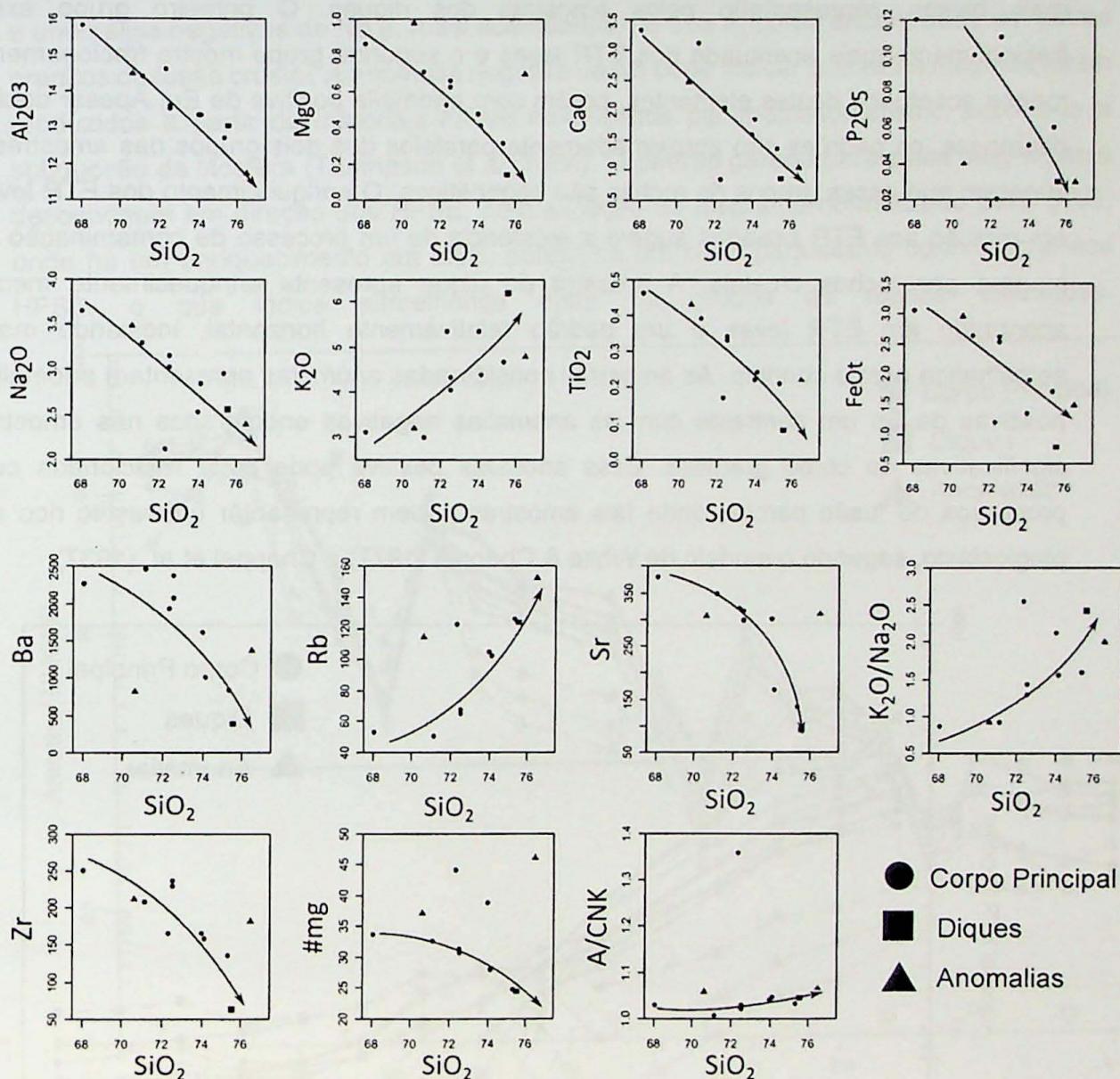


Fig. 11- Diagramas de variação dos elementos maiores (%), menores, traços (ppm) e algumas razões para as amostras do Granito Muniz Freire utilizando  $\text{SiO}_2$  como índice de diferenciação.

Os elementos menores, quando observados em diagramas de Harker, apresentam comportamentos regulares, sugerindo que eles não foram afetados significativamente pelos processos deformacionais e metamórficos que afetaram as rochas do BMF (Fig. 11). Os teores de Sr e Ba mostram correlação negativa e estão associados

com o comportamento do Ca, confirmando assim o fracionamento de plagioclásio. Os conteúdos de Zr e são baixos e mostram diminuição gradativa com a diferenciação, como esperado para magmas graníticos produzidos pela fusão parcial de rochas crustais em temperaturas relativamente baixas (Wilson, 1989).

Os valores de ETR normalizados em relação ao condrito (Fig. 12) separam dois grupos de amostras: um com conteúdo mais elevado de ETR totais e outro com conteúdo mais baixos, representado pelas amostras dos diques. O primeiro grupo exibe fracionamento mais acentuado dos ETR leves e o segundo grupo mostra fracionamento menos acentuado destes elementos, porém com anomalia positiva de Eu. Apesar destas diferenças, os padrões são aproximadamente paralelos dos dois grupos das amostras e sugerem que esses grupos de rochas são cogenéticos. O enriquecimento dos ETR leves em relação aos ETR pesados sugere a existência de um processo de contaminação do magma por rochas crustais. A amostra do dique apresenta enriquecimento menos acentuado em ETR leves e um padrão relativamente horizontal, indicando maior semelhança com o condrito. As amostras consideradas anômalas apresentam anomalias positivas de Eu em contraste com as anomalias negativas encontradas nas amostras significativas do corpo granítico. Essa anomalia positiva pode estar relacionada com processos de fusão parcial, onde tais amostras podem representar um restito rico em plagioclásio, segundo o modelo de White & Chappel (1977) e Chappel et al. (1987).

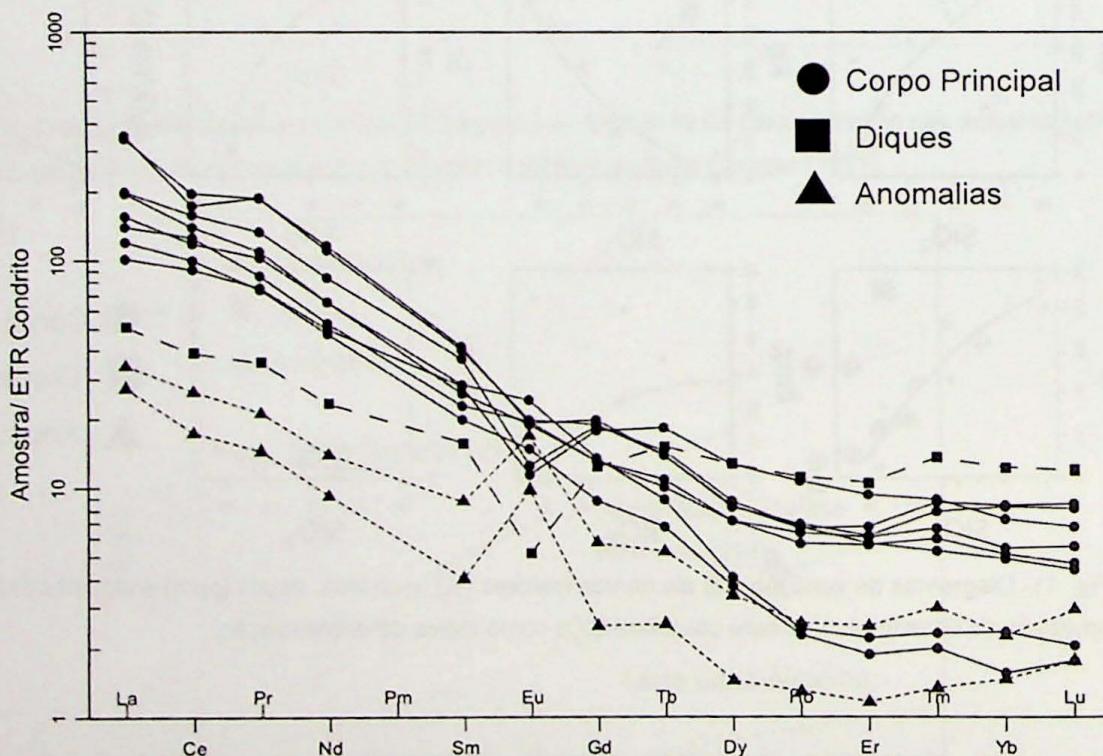


Fig. 12 - Abundância dos Elementos Terras Raras do Batólito Muniz Freire normalizados pelo condrito (Nakamura, 1974).

No diagrama comparativo para elementos traços (multi-elementar), as amostras estudadas foram normalizadas segundo os valores de basaltos de cadeia meso-oceânica normais (NMORB) e os basaltos de ilha oceânica (OIB) de Sun & McDonough (1989), e dos granitoides de fundo oceânico (ORG), segundo os valores de Pearce et al. (1984) (Fig. 13, 14 e 15). Como os padrões evidenciados para a normalização com NMORB foram muito semelhantes com os normalizados para condritos, este último foi omitido. Essas análises mostram enriquecimento em LILE, com grande anomalia positiva de Ba, Rb e K, e anomalias negativas de Nb e, mais acentuadas, de Ti e P, como encontrados em outros granitos de fusão crustal. A anomalia negativa de Nb pode indicar que estes magmas foram produzidos a partir de materiais fontes modificados por metassomatismo associado a subducção da litosfera (Thompson et al. 1984). O padrão gerado para estes diagramas é descendente em direção aos HFSE, com exceção do diagrama normalizado para ORG, onde há um enriquecimento em LILE, porém há um certo paralelismo com relação aos HFSE, o que indica semelhança entre os grupos de rochas estudadas.

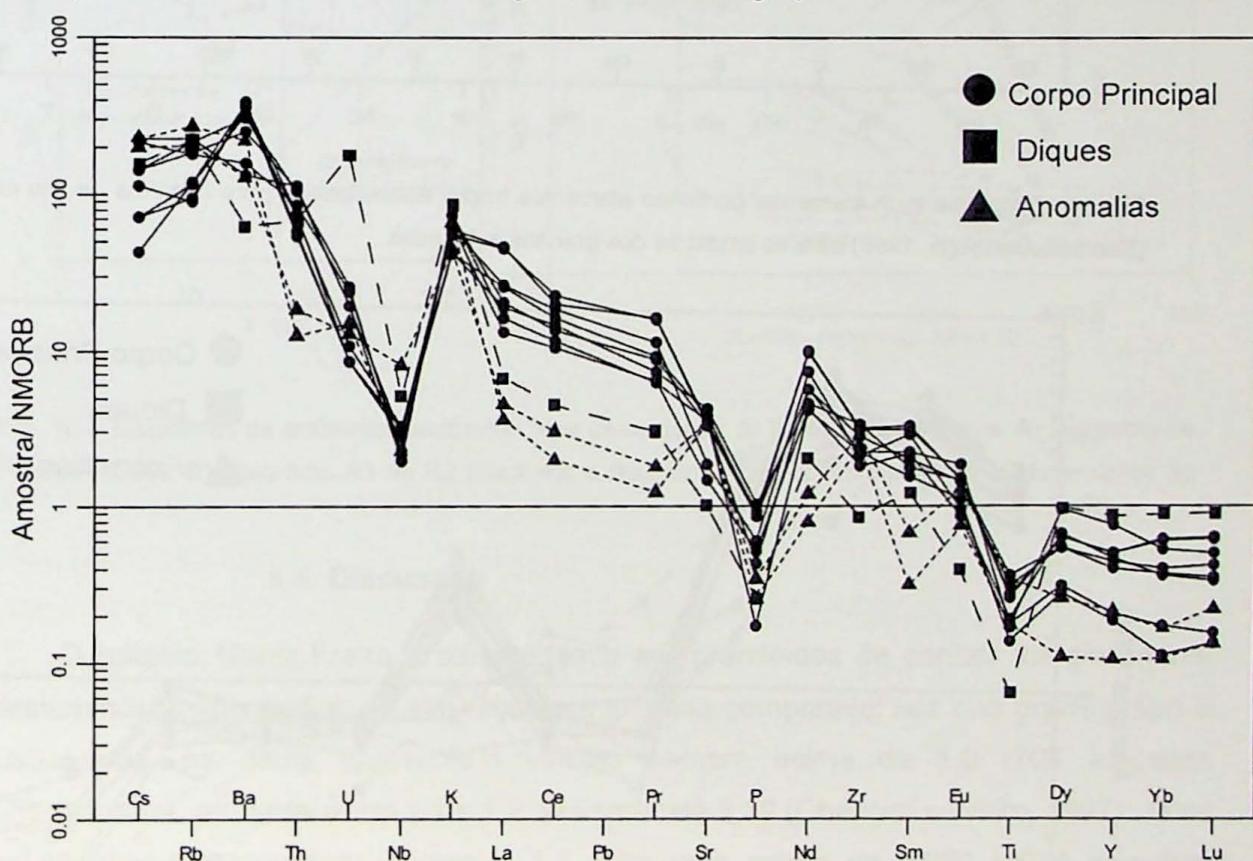


Fig. 13 - Diagrama multi-elementar contendo elementos traços normalizados para basaltos de cadeia meso-oceânica - Normal (Sun e McDonough, 1989) para as amostras dos granitos estudadas.

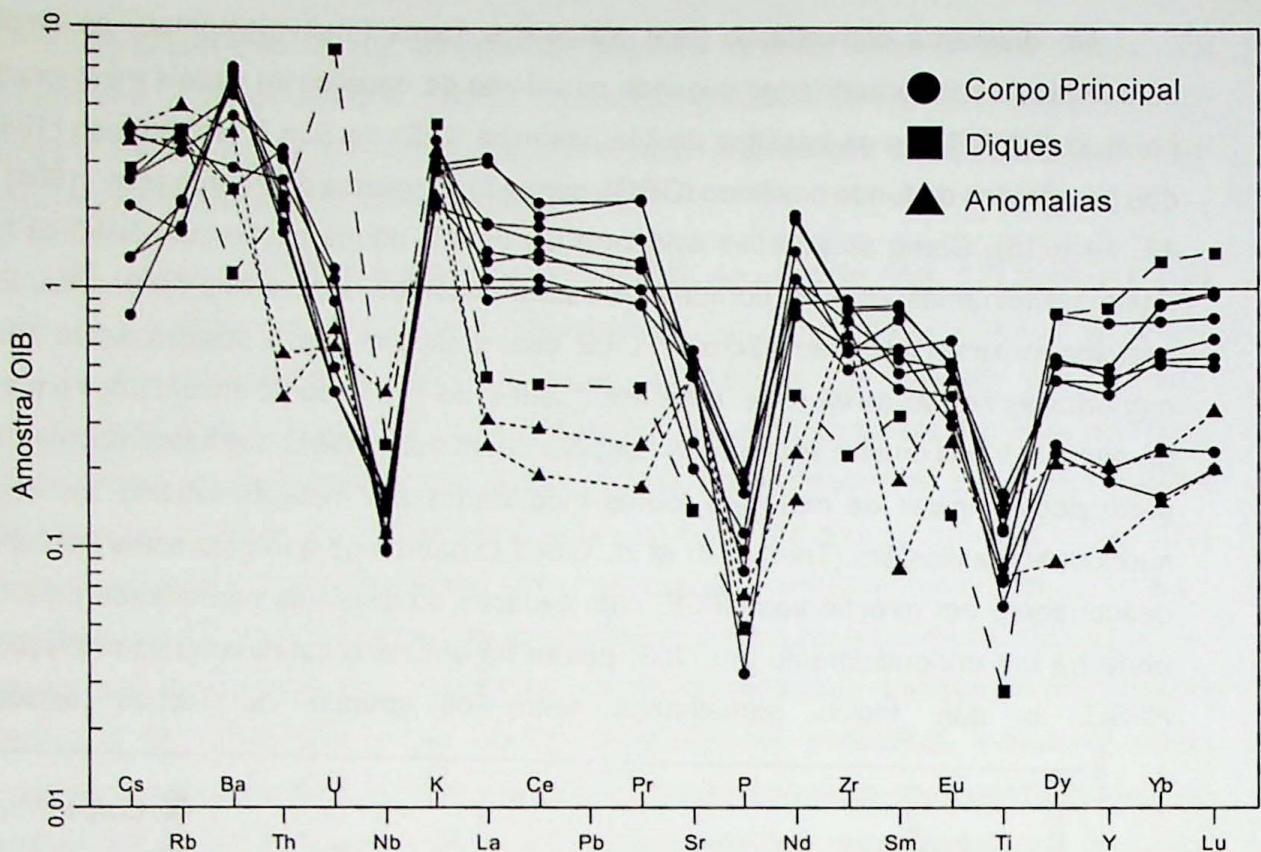


Fig. 14 - Diagrama multi-elementar contendo elementos traços normalizados para basaltos de ilha océânica (Sun e McDonough, 1989) para as amostras dos granitos estudadas.

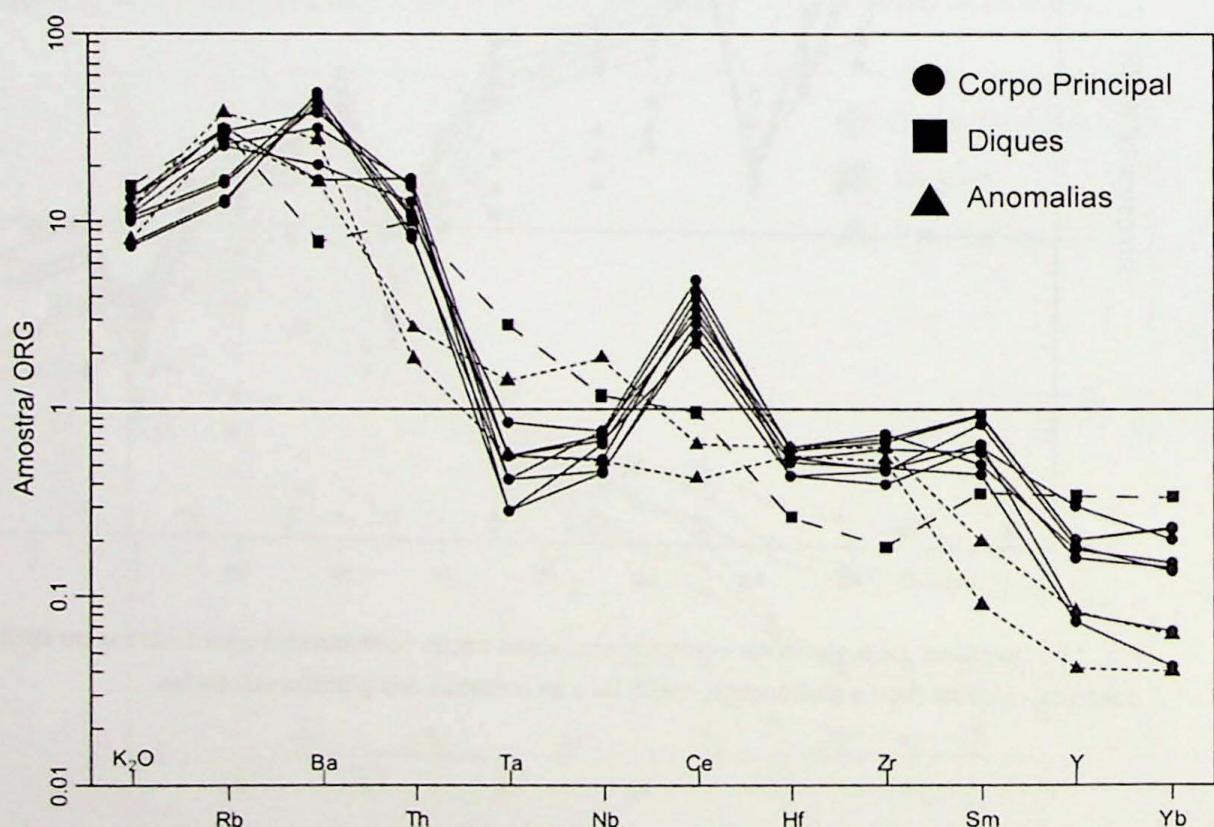


Fig. 15 - Diagrama multi-elementar contendo elementos traços normalizados para granitos de fundo oceânico (Pearce et al. 1984) para as amostras dos granitos estudadas.

No diagrama Rb versus (Y + Nb) (Pearce, 1996), as amostras do BMF caem majoritariamente no campo dos granitos pós-colisionais (GPC), com apenas três delas situando-se no limite entre os campos dos granitos sincolisionais e de arco vulcânico (Fig. 16A). Por outro lado, segundo os parâmetros para elementos maiores R1-R2 (Bachelor e Bowden 1985) as amostras estudadas dispõem-se principalmente no campo de granitos sincolisionais (Fig. 16B). Nota-se ainda no diagrama que as amostras do BMF ocupam a área de superposição das suítes (supersuítes) graníticas G1 a G4 do Orógeno Araçuaí, segundo Pedrosa-Soares et al. (2011). Esta mesma situação se repete no diagrama de Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O vs. SiO<sub>2</sub> (Middlemost, 1985), onde o BMF situa-se também na área de superposição das referidas suítes (Fig. 17)

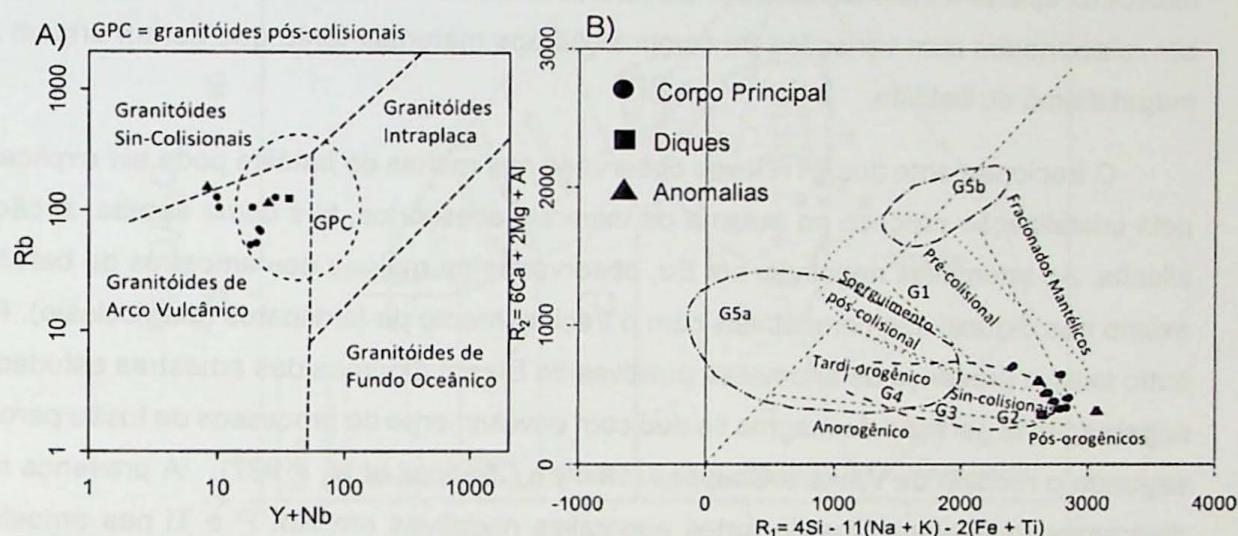


Fig. 16 – Diagramas de ambientes tectônicos para as amostras do Batólito Muniz Freire. A) Diagrama de Pearce (1996). B) Diagrama R1 vs R2 (Bachelor e Bowden, 1985) com limites para as supersuítes do

#### 8.4. Discussão

O batólito Muniz Freire é caracterizado por granitoides de caráter marginalmente peraluminosos com índice de saturação em alumina comparável aos dos granitos tipo-S australianos, os quais apresentam valores sempre acima de 1,0 (704 amostras consideradas), em geral entre 1,1 e 1,2, variando até 1,39 (Chappell e White, 1992). Já os granitos tipo-I apresentam valores < 1,1, com uma média de 0,990 (1074 amostras consideradas) (Chappell e White, 1992). As rochas aqui estudadas, em comparação com os granitos tipo-S australianos (média de 1074 análises), são mais enriquecidas em Na<sub>2</sub>O (2,9% contra 2,5%), mais empobrecidas em MgO (0,58 contra 1,0%), teores comparáveis em CaO (1,8 contra 1,7%) e razão CaO/Na<sub>2</sub>O mais alta (0,64 contra 0,28%). Em relação aos granitos tipo-I australianos (média de 948 análises), mostram-se mais enriquecidas em K<sub>2</sub>O (4,4 contra 3,3%) e empobrecidas em Na<sub>2</sub>O (2,9 contra 3,2%), MgO (0,58 contra 1,56%) e CaO (1,85 contra 3,35%). Em relação aos granitos caledonianos (média de 364

análises), são mais enriquecidas em K<sub>2</sub>O (4,4 contra 3,6%) e empobrecidas em Na<sub>2</sub>O ( 2,9 contra 4,1%), MgO (0,58 contra 2,2%) e CaO (1,85 contra 3 %). A razão CaO/Na<sub>2</sub>O do BMF (0,64) é mais alta do que a dos granitos tipo-S derivados de sequências pelíticas (<0,3; Sylvester, 1998).

Os diagramas de Harker mostram alinhamentos mais ou menos contínuos para as amostras do BMF, exceto os diques que apresentam teores mais elevados em MgO, mostrando decréscimo dos teores de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>, MgO, FeOT, CaO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> e Na<sub>2</sub>O e aumento dos teores de K<sub>2</sub>O, correlação esta que é compatível com processos de diferenciação dominados por cristalização fracionada envolvendo biotita, plagioclásio, K-feldspato, apatita e minerais opacos. Os valores mais elevados em MgO dos diques podem ser relacionados com variações de composição dos materiais-fonte que deram origem ao magmatismo do batólito.

O fracionamento dos ETR leves observado nas rochas do batólito pode ser explicado pela cristalização precoce no magma de minerais acessórios, tais como apatita, zircão e allanita. As anomalias negativas em Eu, observadas na maioria das amostras do batólito, exceto nos diques, são compatíveis com o fracionamento de feldspatos (plagioclásio). Por outro lado, a presença de anomalias positivas de Eu em algumas das amostras estudadas sugere que na geração do magma se deu com envolvimento de processos de fusão parcial, segundo o modelo de White e Chappell (1977) e Chappell et al. (1987). A presença nos diagramas multi-elementos de fortes anomalias negativas em Nb, P e Ti nas amostras estudadas é compatível com magmatismo gerado a partir de fusão crustal (Thompson et al. 1984).

Conforme já apresentado anteriormente, o batólito Muniz Freire tem sido incluído, juntamente com outras suítes graníticas da Faixa Araçuaí (Galiléia, Manhuaçu etc.) na suíte (ou 'supersuíte') G1, considerada como pré-colisional e relacionada com a subducção de uma litosfera oceânica, com idade situada entre 630 a 585 Ma (Pedrosa-Soares e Wiedemann, 2000; Pedrosa-Soares et al., 2001, 2011). Estes autores descrevem ainda rochas piroclásticas e vulcanoclásticas metamorfizadas com assinaturas químicas de arco vulcânico, o que reforça o modelo geotectônico proposto pelos citados autores para a geração dos granitos relacionados à suíte G1. Esse magmatismo possui composição tonalítica a granodiorítica, cálcio-alcalina de alto-K, de caráter metaluminoso, contendo enclaves (autólitos) maficos à dioríticos, que foram deformados durante o ciclo Brasiliano, porém preservando ainda feições magmáticas.

As idades U-Pb em zircão disponíveis para o BMF (580 + 20 e – 6 Ma, Söllner 1987; 588 ± 4 Ma, Pedrosa-Soares et al. 2011) situam-se entre as suítes G1 (630-585 Ma) e G2

(595-575 Ma) de Pedrosa-Soares et al. (2011), considerando-se a margem de erro do método utilizado.

A comparação do BMF com as suítes graníticas definidas para Orógeno Araçuaí, segundo os diagramas R1 vs. R2 (Bachelor e Bowden 1985), Middlemost (1985) e Shand (1949), mostra que as rochas estudadas se situam na área de superposição das suítes G1 e G2 a G5, não sendo possível, portanto, separá-las com base nesses diagramas (Figs. 16b, 17 e 18).

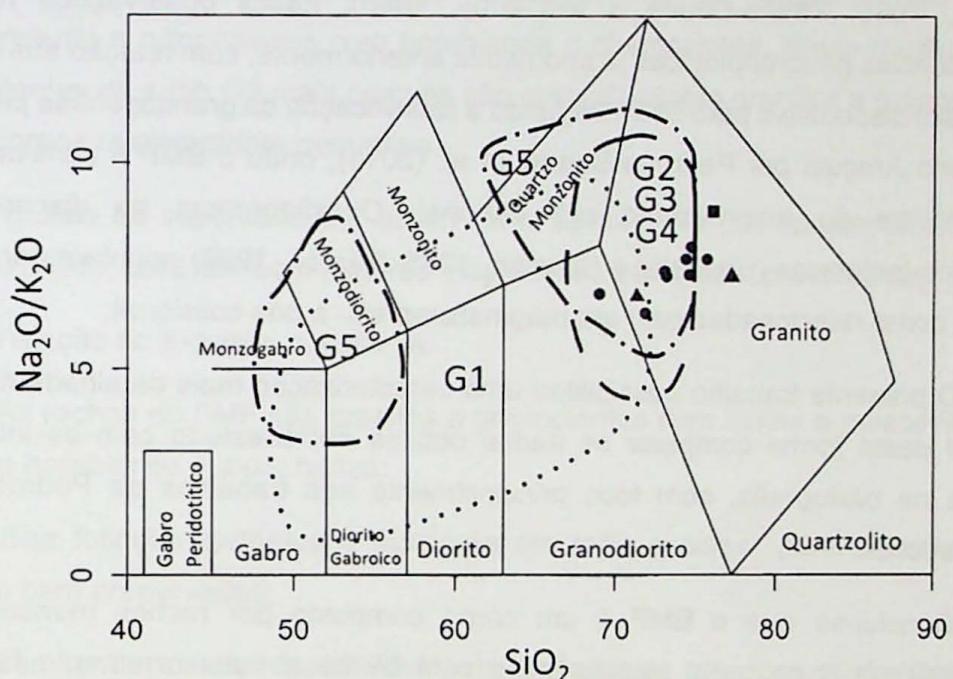


Fig. 17 – Gráfico de classificação ácalis versus sílica por Middlemost (1985) para rochas plutônicas com as amostras do BMF e campos das supersuites G1 a G5 determinados por Pedrosa-Soares et al. (2011)

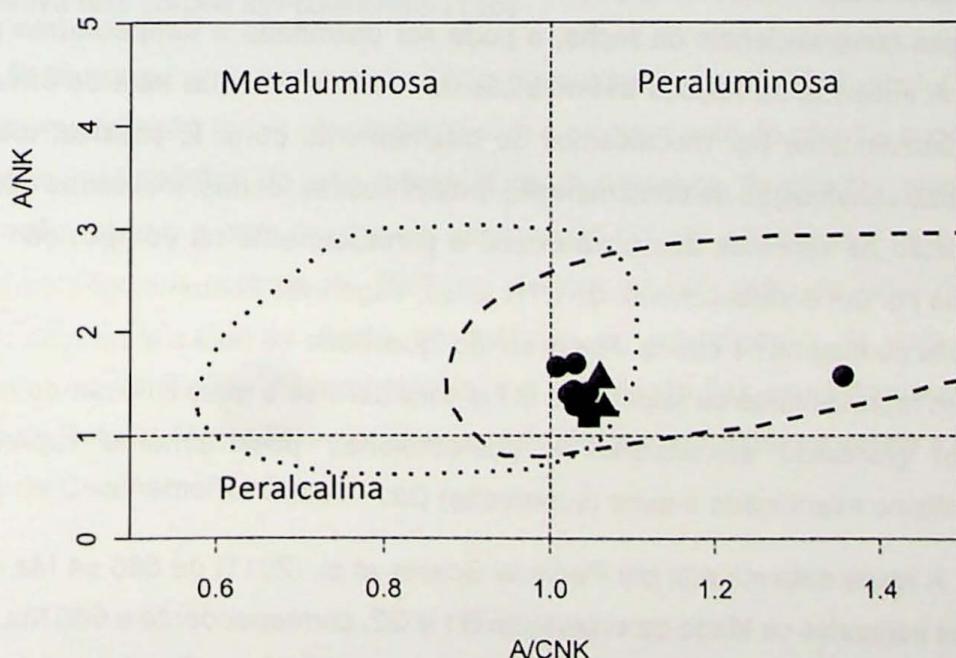


Fig. 18 – Gráfico de saturação em alumina  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  versus  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  por Shand (1949) com as amostras do BMF e campos das supersuites G1 a G5 determinados por Pedrosa-Soares et al. (2011) 35

## 9. CONCLUSÕES

Os parâmetros compositionais do BMF são consistentes com uma evolução associada a magmas gerados a partir da fusão parcial de rochas crustais, com participação de processos de diferenciação, como cristalização fracionada de biotita, plagioclásio e K-feldspato. Granitos com estas características são comumente gerados em cinturões orogênicos formados por colisão continental. Os magmas representativos deste tipo de associação podem ser formados durante ou após o ápice da colisão ou no período de soerguimento e relaxamento pós-colisional (England & Thompson, 1986; Barbarin, 1999; Liegeois, 1998; Patiño-Douce & McCarthy, 1998). Essas observações reforçam as inconsistências geocronológicas já apontadas anteriormente, com relação aos dados U-Pb (em zircão) disponíveis para BMF, segundo a classificação da granitogênese proposta para a Orógeno Araçuaí por Pedrosa-Soares et al. (2011), onde o BMF é considerado como representante do magmatismo pré-colisional. Os diagramas de discriminação de ambientes tectônicos (Bachelor e Bowden, 1985; Pearce, 1996) apontam para as rochas do BMF como relacionadas com um magmatismo sin- a pós-colisional.

O presente trabalho possibilitou uma caracterização mais detalhada do BMF e foi possível desta forma comparar os dados obtidos neste estudo com as interpretações geradas na bibliografia, com foco principalmente nos trabalhos de Pedrosa-Soares e colaboradores.

Conclui-se que o BMF é um corpo composto por rochas monzograníticas a granodioríticas, com raros sienogranitos com biotita e mais raramente hornblenda e granada, refletindo porções mais evoluídas do magma. São rochas cálcico-alcalinas alto-K e shoshoníticas e fracamente peraluminosas. O metamorfismo teve pouca influência nas mudanças compositionais da rocha, e pode ser delimitado a temperaturas próximas de 700°C. A ausência de feições assimétricas na rocha indica que esta deformação se deu predominantemente por mecanismos de cisalhamento puro. É possível identificar uma importante contribuição da contaminação crustal nessas rochas, marcadas em campo pela assimilação de xenólitos das encaixantes e principalmente na composição geoquímica, marcada por um enriquecimento de ETR leves, sugerindo contaminação crustal durante a ascensão do magma na crosta. Assim sendo, questiona-se aqui a afirmação de que o BMF seria um representante da supersuite G1 e considera-se a possibilidade de que ele possa ser um granitoide sincolisional a pós-colisional, possivelmente representante do magmatismo relacionado à suíte (supersuite) G2.

A idade determinada por Pedrosa-Soares et al. (2011) de  $588 \pm 4$  Ma está no limite entre os intervalos de idade da supersuite G1 e G2, correspondente a 585 Ma, considerada a margem de erro. A supersuite G2 é descrita por Pedrosa-Soares et al. (2011) como

formada durante o período sin-colisional e que inclui a maioria dos granitos tipo-S formados neste estágio da edificação do orógeno Araçuaí. As unidades Carlos Chagas, Urucum, Montanha, Nanuque, Pescador e outros são representantes importantes desta supersuíte. Os granitos G2 são predominantemente granada-biotita granitos e subordinadamente granada granodioritos a tonalitos, esses últimos, provavelmente resultantes de fusão anatética de gnaisses peraluminosos ricos em plagioclásio. Estes paragnaisse foram a rocha-fonte de uma parcela grande dos magmas graníticos gerados durante o estágio sin-colisional. A supersuíte G2 inclui também, principalmente na porção sul do orógeno onde níveis crustais mais profundos estão expostos, rochas metaluminosas anatéticas correspondente a ortognaisses com hornblenda e charnockitos. Nesta região, as rochas representantes da suíte G2 mais comuns são granada-biotita granitos a granodioritos que formam corpos relativamente pequenos.

As rochas da supersuíte G2, assim como as da suíte G1, apresentam deformação no estado sólido, contudo, com texturas magmáticas estão bem preservadas.

Em função do exposto, conclui-se:

- As rochas do BMF são granitos a granodioritos com biotita e muscovita, além de granada e hornblenda subordinadas;
- Sua foliação tectônica é marcante em todo o corpo, porém, texturas ígneas aparecem bem preservadas;
- Seu caráter peraluminoso é evidente em todas as amostras analisadas (Fig. 9A);
- No diagrama de Bachelor e Bowden (1985), os dados químicos se concentram na região relativa aos corpos sin-colisionais (13B)

O BMF possui uma forma alongada e concordante com a ZC Guaçuí. Observa-se no batólito uma foliação ígnea concordante com o alongamento do corpo e superposta por uma foliação metamórfica de alta temperatura. A presença de quartzo alongado sem recristalização interna e com maclas de deformação do tipo *chessboard* ou tabuleiro de xadrez, sugere que o magma do BMF se posicionou sob ação de uma deformação compressiva que foi atuante desde os estágios de cristalização da rocha até seu resfriamento. As condições de temperatura e a disposição das estruturas sugere que a colocação do Batólito Muniz Freire ocorreu em condições profundas da crosta e controlada pela Zona de Cisalhamento Guaçuí.

## 10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, F. F. M. (1967). *Origem e evolução da plataforma brasileira*. Rio de Janeiro: DNPM-DGM, 241.
- Almeida, F. F. M. (1977) O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7, 349-364.
- Ave Lallement H.G., Carter N.L. (1971). Pressure dependence of quartz deformation lamellae orientation. *American Journal of Science*, 270:218-235
- Bachelor, R. A., Bowden, P. (1985). Petrologic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48, 43-55.
- Barbarin, B. (1999). A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, 605, 605-626.
- Campos-Neto, M.C., Figueiredo, M.C.H. (1995) The Rio Doce orogeny, southeastern Brazil. *Journal South American Earth Science*, 8, 143-162.
- Chappel, B.W., White, A.J.R., Wyborn, D. (1987). The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis. *Journal Petrology*, 28, p.111-1138.
- Cox, K. G., Bell, J. D., Pankhurst, R. J. (1979). *The Interpretation of Igneous Rocks*. George. London: Allen and Unwin.
- De la Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P. & Marchal, M. (1980). A classification of volcanic and plutonic rocks using R1, R2 - diagrams and major element analysis—its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology* 29, 183–210.
- Ebert, H. (1968) Ocorrências de fácies granulíticas no sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes em dependência da estrutura orogênica: hipóteses sobre sua origem. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 40, 215-229.
- England, P.C. & Thompson, A.B. (1984). Pressure-Temperature-Time Paths of Regional Metamorphism I: Heat Transfer during the Evolution of Regions of Thickened Continental Crust. *Journal of Petrology*, 25: 894-928.
- Féboli, W. L. (1993) *Mapa geológico da Folha Domingos Martins - SF24-V-A-III. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil*, DNPM/CPRM. Escala 1:100.000. Brasília: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais/CPRM.
- Figueiredo, M.C.H, Campos-Neto, M.C. (1991). Geoquímica dos Granitóides de Muniz Freire, ES. *Resumos do 3º Congresso Brasileiro de Geoquímica*. 245-248. São Paulo:SBGq.

- Figueiredo, M. C. H., Campos-Neto, M. C. (1993). Geochemistry of the Rio Doce magmatic arc, Southeastern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 65, 63-81.
- Harker, A. (1909) *The Natural History of igneous rocks*. London: Methuen & co.
- Hirth G., Tullis J. (1992). Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Journ. Struct. Geol.*, 14:145-149
- Irvine, T. N., Baragar, W. R. A., (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523-548.
- Kruhl J.H. (1996). Prism- and basal-plane parallel subgrain boundaries in quartz: a microstructural geothermobarometer. *Journ. Metam. Geol.*, 14:581-589.
- Le Maitre, R. W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J. (1989). *A Classification of Igneous rocks and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. Oxford: Blackwell Scientific Publications.
- Liegeois, J.P., Navez, J., Hertogen, J., Black, R., (1998). Contrasting origin of post-collisional high-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids. The use of sliding normalization. *Lithos*, 45 (1-4), 1-28.
- Mello, M. F., Machado, R., Bilal, E. (2011). Petrografia e Geoquímica do Complexo Charnockítico de Aimorés: Um de Plutonismo Pós-orogênico do Cinturão Araçuaí/Ribeira. *Geologia USP, Série Científica* 11(1): 33-57.
- Middlemost ,E. A. K. (1985) *Magmas and magmatic rocks. An introduction to igneous petrology*. London: Longman.
- Nakamura, N. (1974) Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 38, 757-775.
- Nalini Jr., H. A. (1997) *Caractérisation des suites magmatiques néoprotérozoïques de la région de Conselheiro Pena et Galiléia (Minas Gerais, Brésil) : Étude géochimique et structurale des suites Galiléia et Urucum et leur relation avec les pegmatites à éléments rares associées*. Tese (Doutorado) - École des Mines de Saint Etienne, Saint Etienne, France.
- Passchier, C. W., Trouw, R. A. J. (2005) *Microtectonics*. New York: Springer-Verlag.
- Patiño-Douce, A. E., McCarthy, T. C. (1998). Melting of crustal rocks during continental collision and subduction, in: B. R. Hacker, J. G. Liou, (Eds.), *When the continents collide: geodynamics and geochemistry of ultrahigh-pressure rocks*: Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 27–55.

Pearce, J. A., Harris, N. B. W., Tindle, A. J. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, 25, 956-983.

Pearce, J. A., Wyman, D. A. (1996). A users guide to basalt discrimination diagrams. *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration. Geological Association of Canada, Short Course Notes*, 12, 79-113.

Pedrosa-Soares, A. C., Noce, C. M., Vidal, P., Monteiro, R., Leonardos, O. H. (1992) Toward a new tectonic model for the Late Proterozoic Araçuaí (SE Brazil) - West Congolian (SW Africa) Belt. *Journal of South American Earth Sciences*, 6, 33-47.

Pedrosa-Soares, A. C., Noce, C. M. (1998). Where is the suture zone of the Neoproterozoic Araçuaí-West-Congo orogen?. In: *International Conference on Basement Tectonics, Extended Abstracts*, 14, 35-37. Ouro Preto: IBTA.

Pedrosa-Soares, A. C., Wiedemann, C. M., Fernandes, M. L. S., Faria, L.F., Ferreira, J.C.H. (1999). Geo-tectonic significance of the Neoproterozoic granitic magmatism in the Araçuaí belt, Eastern Brazil: a model and pertinent questions. *Revista Brasileira de Geociências*, 29, 57-64.

Pedrosa-Soares, A. C., Wiedemann-Leonardos, C. M., (2000). Evolution of the Araçuaí Belt and its connection to the Ribeira Belt, Eastern Brazil. In: U. Cordani, E. Milani, A. Thomaz-Filho A., D. A. Campos (Eds.), *Tectonic Evolution of South America* (265-285). São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia.

Pedrosa-Soares, A. C., Noce, C. M., Wiedemann, C. M., Pinto, C. P. (2001). The Araçuaí-West Congo orogen in Brazil: An overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly. *Precambrian Research*, 110, n. 1-4, p.307-323.

Pedrosa-Soares, A. C., Noce, C. M., Alkmim, F. F., Silva, L. C., Babinski, M., Cordani, U., Castañeda, C. (2007). Orógeno Araçuaí: síntese do conhecimento 30 anos após Almeida 1977. *Geonomos*, 15, 1-16.

Pedrosa-Soares A.C., Alkmin F.F.; Tack L., Noce C.M., Babinski M.; Silva L.C.; Martins Neto M. 2008. Similarities and differences between the Brazilian and African counterparts of the Neoproterozoic Araçuaí West Congo orogen. *Geological Society Special Publication*, 294, 153-172.

Pedrosa-Soares, A.C., De Campos, C.P., Noce, C.M.; Silva, L.C.; Novo, T., Roncato, J., Medeiros, S., Castañeda, C., Queiroga, G., Dantas, E., Dussin, I., Alkmin, F. 2011. Late Neoproterozoic-Cambrian granitic magmatism in the Araçuaí orogeny (Brazil), the Eastern Brazilian Province and related mineral resources. *Geological Society of London, Special Publication*, 550, 25-51.

- Shand, S. J. (1949) *The study of rocks*. New York: The MacMillan Company.
- Siga Jr, O. A evolução geotectônica da porção nordeste de Minas Gerais, com base em interpretações geocronológicas. (1986). Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências – USP.
- Signorelli, N. (1993) *Mapa geológico da Folha Afonso Cláudio - SF24-V-A-II. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, DNPM/CPRM*. Escala 1:100000. Brasília: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais/CPRM.
- Silva, J. N. (1993) *Mapa geológico da Folha Cachoeiro do Itapemirim - SF24-V-A-V. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, DNPM/CPRM*. Escala 1:100000. Brasilia: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais/CPRM.
- Silva, M. A., Camozzato, E., Paes, V.J.C., Junqueira, P. A., Ramgrab, G. E. (2004). Folha SF.24-Vitoria. In: C. Schobbenhaus, J. H. Gonçalves, J. O. S Santos, M. B. Abram, R. Leão Neto, G. M. M. Matos, R. M. Vidotti, M. A. B. Ramos, J. D. A. de Jesus, (Eds.), *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas. Programa Geologia do Brasil*. CPRM, Brasília. CD-ROM.
- Söllner, F., Lammerer, B., Weber-Diefenbach, K., Hansen, B. T. (1987) The Brasiliano Orogenesis: Age determinations (Rb-Sr and U-Pb) in the Costal Montain Region of Espírito Santo, Brazil. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, I, 729-741.
- Sun, S.S., McDonough, W.F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. In: A. D. Saunders, M. J. Norry, (Eds.), *Magmatism in the ocean basins*. Geological Society of London, London. 42: 313-345.
- Thompson, R. N., Morrison, M. A., Hendry, G. L., Parry, S. J., Simpson, P. R., Hutchison, O'Hara, R. M. J. (1984) An Assessment of the Relative Roles of Crust and Mantle in Magma Genesis: An Elemental Approach [and Discussion] In: S. Moorbat, R. N. Thompson, E. R. Oxburgh (Eds.), *The Relative Contributions of Mantle, Oceanic Crust and Continental Crust to Magma Genesis* (v. 310(1514), 549-590). London: Series A: Mathematical and Physical Sciences.
- Trompette, R. (1994) *Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma). Pan-African-Brasiliano aggregation of South America and Africa*. Rotterdam: A.A. Balkema.
- White, A.J.R., Chappel, B.W. (1977). Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics*, 43, 7-22.
- Wiedemann, C.M., (1993). The evolution of the Paleozoic, late- to post-collisional magmatic arc of the coastal mobile belt, in the state of Espírito Santo, eastern Brazil. *Anais de Academia Brasileira de Ciências*, 65 (Supl. 1): 163-181.

Wiedemann, C.M., Penha, H.M., Schmidt-Thome, R., (1987). Granitóides do Espírito Santo and Rio de Janeiro States. *Revista Brasileira de Geociências*, 17 (4): 674-689.

Wiedemann, C.M., Medeiros, S.R., Ludka, I.P., Mendes, J.C., Moura, J. C. (2004). Architecture of Late Orogenic Plutons in the Araçuaí-Ribeira Fold Belt, Southeast Brazil. *Gondwana Research*, 5 (2): 381-399.

Wilson, M. (1989) *Igneous Petrogenesis. A Global Tectonic Approach*. London: Unwin Hyman.

## Anexo I

### Descrição petrográfica das amostras do Batólito Muniz Freire

TF – 15/24

Igor Eduardo Mascarenhas

## PMF 02

Textura: Lepido-Granoblástica blatoequigranular

Granulação: Matriz granoblástica 0,1-0,5 mm, reliquias ígneas 2,0-3,0 mm

A rocha apresenta uma foliação relativamente homogênea com uma "camada" de 0,5 cm com apenas relíquias ígneas de feldspatos e quartzo deformado e finas camadas de biotita intercaladas e pouco contínuas.

Quartzo é xenomórfico, apresentando ou não extinção ondulante ou em setores, com inclusões de biotita e zircão. Os cristais de quartzo podem estar em mosaicos ou em megacristais alongados segundo a orientação. Plagioclásio apresenta megacristais reliquias subidiomórficos, mirmequitas, alguma alteração sericitica, geminação leï-dalbita. Alguns poucos cristais são resultado de recristalização e são relativamente menores, com contatos poligonais. Feldspato potássico é xenomórfico, apresenta geminação em grade São poucos os cristais reliquias ígneos, a maioria dos cristais formando mosaicos de tamanho diminuto. Há um cristal incluso em plagioclásio. Biotita aparece subidiomórfica a xenomórfica, cristais orientados, em maior tamanho nas porções ricas em relíquias ígneas e em menor tamanho nas zonas mais deformadas. Zircão é único acessório, entre cristais ou incluso em quartzo. Muscovita é xenomórfica, presente nas bordas dos cristais de plagioclásio e preenchendo fraturas dos cristais.

Quartzo: 33%, Plagioclásio: 43%, Feldspato Potássico: 10%, Biotita: 14%.  
Acessórios: Muscovita, Zircão.

## PMF 05

Textura: Lepido-granoblástica

Granulação: Matriz granoblástica de 0,1-0,8mm Relíquias com 2,0-5,0 mm

A rocha apresenta uma foliação onde os cristais de quartzo aparecem bastante alongados e feldspatos estão razoavelmente orientados. Há uma excessiva alteração na rocha, dificultando a identificação de alguns minerais.

Quartzo é xenomórfico, pode estar em mosaicos ou em megacristais alongados segundo a orientação com extinção ondulante e possivelmente fraturados. Plagioclásio é

xenomórfico com megacristais reliquias com mirmequitas, geminação lei-da-albita, cristais menores formam mosaicos. Feldspato potássico é subidiomórfico a xenomórfico, preservam reliquias ígneas recristalizadas nas bordas e alguns cristais formando mosaicos. Geminação em grade. Alguns cristais apresentam fraturas preenchidas por muscovita. Biotita aparece xenomórfica a subidiomórfica, cristais orientados, associada evidênciando alguma reação com clorita. Muscovita é xenomórfica, substitui plagiocláio em algumas porções e preenche fraturas. Clorita aparece apenas junto da biotita. Como acessório, a rocha apresenta apenas apatita. Há uma breve orientação na lâmina principalmente evidenciada pelas micas,

Quartzo: 39%, Plagioclásio: 23%, Feldspato Potássico: 34%, Biotita: 4%. Acessórios: Muscovita, Clorita.

#### PMF 06

Textura: Lepido-granoblástica blastoequigranular

Granulação: Matriz granbolástica de 0,08 mm a 0,6 mm e megacristais de 1,5 a 3,6 mm

Quartzo é xenomórfico, pode estar em mosaicos orientados ou em megacristais alongados segundo a orientação com extinção ondulante ou em setores. Plagioclásio é xenomórfico com megacristais reliquias, forte alteração sericitica, geminação lei-da-albita em poucos cristais, formam mosaicos. Feldspato potássico é subidiomórfico, preservam reliquias ígneas e alguns cristais formando mosaicos. Geminação em grade. Alguns cristais apresentam fraturas. Biotita aparece subidiomórfica, cristais orientados, associada evidênciando alguma reação com clorita. Muscovita é xenomórfica, substitui plagiocláio em algumas porções e preenche fraturas. Clorita aparece apenas junto da biotita em reação. Apatita aparece como acessório.

Quartzo: 66%, Plagioclásio: 16%, Feldspato Potássico: 15%, Biotita: 2%. Acessórios: Muscovita, Apatita, Clorita.

#### PMF 7A

Textura: Lepido-Granoblástica com mirmequitas, blasto porfirítica

Granulação: Matriz granoblástica 0,1-0,6 mm, reliquias ígneas 2,0-3,5 mm

Quartzo é xenomórfico e em mosaico, mirmequitas e alguns cristais alongados. Plagioclásio é subidiomórfico, alterado para sericita e muscovita, essa última formando

alteração alinhada com a orientação dos cristais. Geminación lei-da-albita, por vezes muito fina, ou carlsbad. Feldspato potássico é xenomórfico, preservado em relíquias ígneas ou mosaicos. Contém fraturas que podem estar preenchidas por muscovita. Biotita é subidiomórfica, por vezes em reação com clorita. Clorita é xenomórfica e forma opacos em sua clivagem quando em reação com biotita. Pode estar associada a muscovita. Muscovita é xenomórfica, alterando o plagioclásio ou relacionada as outras micas. Apatita aparece como acessório. Os cristais alongados de quartzo e os cristais de biotita evidenciam a orientação gerada pela deformação que gera a textura lepido-granoblástica.

Quartzo: 54%, Plagioclásio: 5%, Feldspato Potássico: 33%, Biotita: 8%. Acessórios: Muscovita, Apatita, Clorita.

#### PMF 7B

Textura: Lepido-Granoblástica bandada, blasto porfirítica

Granulação: Matriz granoblástica 0,1-0,4 mm, relíquias ígneas 1,0-2,5 mm

A rocha contém duas bandas, uma escura com maior quantidade de biotita e outra mais clara, composta principalmente de plagioclásio e quartzo e pouca biotita. A rocha ainda apresenta um xenólito quartzo-feldspático com presença de granada. Quartzo é xenomórfico, megacristais com extinção ondulante ou em setores, por vezes orientados. Pode estar em mosaico, principalmente na banda escura onde os cristais estão relativamente diminutos. Plagioclásio é subidiomórfico a xenomórfico, preserva relíquias ígneas, mas pode estar em mosaicos. Geminación é lei-da-albita, mas pode ser carlsbad associado ou sozinha. Há alguma alteração seritítica. Biotita é subidiomórfica, concentrada na banda escura com muscovita, allanita e opacos. Granada é subidiomórfica a xenomórfica e pode ter cristais de clorita inclusos. Clorita aparece apenas nessa situação. Allanita forma agregados xenomórficos junto a biotita. Muscovita é xenomórfica e pode aparecer na alteração do feldspato ou associado a biotita. Opacos estão sempre junto a biotita e pode estar formando agregados, sendo provavelmente pírita devido a cor dourada na luz refletida.

Quartzo: 30%, Plagioclásio: 26%, Feldspato Potássico: 7%, Biotita: 29%, Muscovita: 3% Acessórios: Allanita, Clorita, Opacos.

#### PMF 9A

Textura: Lepido-Granoblástica Bandada, blasto porfirítica

Granulação: Matriz granoblástica 0,1-0,7 mm, reliquias ígneas 2,0-4,5 mm

Quartzo é xenomórfico, com extinção ondulada ou em setores, cristais são alongados, podendo ter inclusões de feldspato potássico e biotita, orientados conforme o bandamento. Plagioclásio é xenomórfico, apresentando reliquias ígneas preservadas com extinção zonada e alteração sericitica preferencial na geminação. Aparece em mosaicos em alguns poucos locais. Feldspato potássico é subidiomórfico a xenomórfico com reliquias ígneas preservadas com possíveis inclusões de plagioclásio, quartzo e biotita. Cristais menores em mosaico são comuns. Biotita é subidiomórfica, formando bandas com outros minerais em textura granoblástica e aparece associada a epidoto, titanita, allanita, apatita e opacos. Epidoto aparece como pequenos cristais xenomórficos associados a biotita. Titanita é subidiomórfica associada a biotita e allanita. Allanita aparece como um cristal de 3 mm de comprimento, zonado, presente na banda de biotita, associado a epidoto e apatita. Apatita está presente nas bandas de biotita. Opacos aparecem sempre nas bandas máficas, alguns cristais contendo uma fina camada de sericita no entorno.

Quartzo: 42%, Plagioclásio: 16%, Feldspato Potássico: 37%, Biotita: 5%. Acessórios: Allanita, Apatita, Epídoto, Titanita, Opacos.

#### PMF 9B

Textura: Lepido-granoblástica blastoporfirítica

Matriz granoblástica 0,1-0,5 mm, reliquias ígneas 2,0-3,0 mm

A rocha é bastante foliada, com laminas de biotita parecendo envolver lentes quartzofeldspáticas, dando a impressão de uma foliação ondulada. Quartzo é xenomórfico, com megacristais alongados com extinção em setores. Cristais menores foram mosaicos ou são globulares, podendo ocorrer migração de borda. Ocorrem inclusões de feldspato e há evidências de dissolução. Plagioclásio ocorre subidiomórfico a xenomórfico, com geminação lei-da-albita predominante, com carlsbad subordinada. Cristais estão geralmente poligonizados e possuem alteração sericitica e saussuritização. Feldspato potássico preserva cristais reliquias com bordas irregulares. Ocorre em tamanho diminuto na matriz granoblástica, na maioria das vezes xenomórfico e com contatos poligonizados. Biotita é subidiomórfica, cristais são orientados formando agregados. Allanita, epídoto, clinzoisita, granada aparecem associados a esses agregados de biotita. Allanita ocorre xenomórfica podendo alterar em suas bordas para epídoto e clinzoisita. Epidoto é xenomórfico, alterando a borda da allanita, assim como clinzoisita. Apatita é subidiomórfica e preserva habito circular. Granada ocorre em poucos cristais, associados a biotita, subidiomórfica a xenomórfica.

Quartzo: 29%, Plagioclásio: 28%, Feldspato Potássico: 27%, Biotita: 16%. Acessórios: Allanita, Apatita, Epídoto, Clinozoisita, Granada.

#### PMF 9C

Textura: Lepido-granoblástica blastoporfirítica

Granulação: Megacristais de quartzo: 3,0-7,0 mm, Megacristais de K-Feldspato e plagioclásio: 2,0-4,0 mm, Matriz granoblástica: 0,4-0,6 mm

Quartzo é xenomórfico, megacristais são alongados com extinção em setores, cristais menores formam mosaicos com texturas de dissolução, mirmequitas e migração de borda. Plagioclásio é subidiomórfico, reliquias ígneas preservadas, zonas com cristais em mosaico com mirmequitas, não há uma alteração secundária. Feldspato potássico é xenomórfico, todos os cristais com contatos poligonais, cristais levemente orientados definindo a orientação da lâmina. Biotita é subidiomórfica, muito orientada, formando bandas. Titanita é subidiomórfica a xenomórfica, associada e por vezes inclusa na biotita. Allanita é subidiomórfica, zonada, com banda de alteração para clinozoisita, apresenta geminação polissintética. Apatita é subidiomórfica e aparece nas bandas escuras. Opacos tem forma geral de quadrados.

Quartzo: 50%, Plagioclásio: 28%, Feldspato Potássico: 16%, Biotita: 6%. Acessórios: Allanita, Apatita, Titanita, Opacos.

#### PMF 10

Textura: Lepido-granoblástica blastoporfirítica

Granulação: Megacristais de quartzo: 3,0-7,0 mm, Megacristais de K-Feldspato: 2,0-4,0 mm, Matriz: 0,4-0,8 mm

Quartzo é xenomórfico, extinção ondulante ou em setores, poucos locais formando mosaicos. Plagioclásio é subidiomórfico, alterado para sericita em alguns locais, geminação lei-da-albita ou geminação ausente, extinção zonada. Feldspato potássico é xenomórfico a subidiomórfico, preservam reliquias ígneas, outros cristais apresentam contatos poligonais. Biotita é subidiomórfico, forma agregados com muscovita, allanita e epidoto. Clorita é xenomórfica. Muscovita é subidiomórfica a xenomórfica, está associada a biotita ou como alteração do plagioclásio. Allanita forma agregados associados a biotita, epidoto está associado as bordas das allanitas. Apatita é subidiomórfica. Opacos...

Quartzo: 40%, Plagioclásio: 17%, Feldspato Potássico: 34%, Biotita: 9%. Acessórios: Allanita, Apatita, Epidoto, Clorita, Muscovita, Opacos.

#### PMF 11A

Lepidogranoblástica blastoporfirítica

Granulação: Matriz granoblástica - 0,1-1,0 mm, Megacristais de plagioclásio: 1,5-2,0 mm, Megacristais de Feldspato Potássico - 2,0-5,0 mm

Biotita está bastante orientada, formando porções com alguma continuidade lateral, envolvendo porções com minerais félscos granoblásticos. Quartzo ocorre xenomórfico, com megacristais alongados e com extinção em setores. Alguns cristais menores estão poligonizados com feldspatos. Feldspato potássico ocorre subidiomórfico a xenomórfico, cristais formando mosaicos bem definidos e megacristais com borda recristalizada formando por vezes subgrãos. Plagioclásio é subidiomórfico nas relíquias e xenomórfico na matriz. As relíquias sofrem alguma sericitização nas bordas. Mosaicos não costumam preservar geminação, porém ocorrendo com extinção zonada. Biotita ocorre subidiomórfica a xenomórfica e formam agregados orientados com alguma continuidade lateral. Titanita é xenomórfica e forma agregados de pequenos cristais. Allanita ocorre subidiomórfica e em cristais relativamente grandes, com até 1 mm. Aparece zonada com alteração para epidoto nas bordas. Clorita é xenomórfica e ocorre na clivagem da biotita ou alterando suas bordas. Epidoto é xenomórfico e ocorre alterando as bordas de allanita e plagioclásio. Muscovita é xenomórfico, geralmente produto da alteração do plagioclásio.

#### PMF 11B

Textura: Equigranular

Granulação: 0,2-0,7 mm

Quartzo é xenomórfico e pode apresentar extinção ondulada. Feldspato potássico é xenomórfico, apresenta pertitas. Plagioclásio é xenomórfico e apresenta contatos entre borda e núcleo (rapakivi?) Biotita é xenomórfica. Granada é idiomórfica. Opacos são quadrados e de cor dourada em luz refletida, possivelmente pirita. Algumas fraturas na rocha estão associadas a opacos.

Quartzo: 42%, Plagioclásio: 16%, Feldspato Potássico: 37%, Biotita: 5%. Acessórios: Allanita, Apatita, Epídoto, Titanita, Opacos.

## PMF 12

Textura: Nemato-lepido-granoblástica bandada, blasto porfirítica.

Granulação: Megacristais de quartzo: 3,0-7,0 mm, Megacristais de Feldspato potássico e plagioclásio: 2,0-3,0 mm, Matriz granoblástica: 0,4-0,6 mm

Quartzo é xenomórfico, megacristais alongados com extinção em setores, regiões de mosaicos com dissolução e migração de borda. Plagioclásio é subidiomórfica, pouca alteração sericitica, megacristais fraturados, geminação lei-da-albita, alguns cristais sem geminação com extinção zonada. Feldspato potássico é xenomórfico, forma mosaicos, megacristais com bordas alteradas formando cristais independentes, geminação em grade, possivelmente conter plagioclásio incluso. Biotita é subidiomórfica, cristais orientados, associada a hornblenda, clorita, muscovita e acessórios. Clorita é xenomórfica, associada a biotita provavelmente em reação com esta, e opacos na clivagem. Epidoto é xenomórfica, associado a hornblenda e produto de alteração das bordas dos cristais de allanita. Allanita é subidiomórfica, zonada, alterada nas bordas. Titanita é subidiomórfica, associada a biotita, cristais por vezes alinhados como em veios. Hornblenda é subidiomórfica, associada a epidoto e biotita. Muscovita é xenomórfica e associada a biotita. Opacos tem forma octagonais, possivelmente pírita.

Quartzo: 46%, Plagioclásio: 36%, Feldspato Potássico: 8%, Biotita: 10%. Acessórios: Allanita, Epidoto, Clorita, Muscovita, Opacos, Hornblenda, Titanita.

## PMF 14A

Textura: Lepido-granoblástica blastoporfirítica

Granulação: Megacristais de quartzo: 2,0-5,0 mm. Megacristais de plagioclásio: 1,0-1,5 mm Matriz granoblástica: 0,4-0,6 mm

Quartzo é xenomórfico, granoblástico, com contatos poligonais ou megacristais alongados com extinção ondulante ou em setores. Plagioclásio é subidiomórfico, por vezes formando mosaicos, saussuritização, geminação lei-da-albita fina. Feldspato potássico é xenomórfico, sempre formando mosaicos. Biotita é subidiomórfica, orientada, associada com epidoto, titanita, allanita, clorita e biotita. Epidoto é subidiomórfico a xenomórfico, associado a biotita e titanita, produto de alteração do plagioclásio e das bordas da allanita. Titanita é subidiomórfica a xenomórfica, associada a biotita e epidoto. Clinozoisita está presente na alteração do plagioclásio. Biotita verde aparece entre outros cristais de biotita. Allanita é xenomórfica e com alteração na borda dos cristais. Muscovita está presente na

alteração do plagioclásio e preenchendo fraturas. Clorita está intercalada a biotita formando alguma reação

Quartzo: 34%, Plagioclásio: 43%, Feldspato Potássico: 9%, Biotita: 13%. Acessórios: Allanita, Epidoto, Clinozoisita, Clorita, Muscovita, Opacos.

#### PMF 14B

Textura: Blastoequigranular

Granulação: 0,2 a 0,6 mm

A rocha tem uma orientação visível a olho nu e observável pela leve orientação dos cristais de feldspato potássico. Quartzo é xenomórfico e goticular com extinção ondulante. Contatos são interlobados e pode ocorrer migração de borda. Plagioclásio ocorre em menor quantidade, alguns com borda e núcleo distinto, geminação lei da albite é incomum, predomina extinção zonada forte com núcleo rico em Ca, inclusive alterando preferencialmente neste. Pode sofrer saussuritização. Feldspato potássico tem contatos interlobados, cristais levemente orientados. Biotita ocorre orientada segundo a foliação e associada a clorita, que por sua vez é xenomórfica e parece alterar a biotita. Muscovita ocorre substituindo plagioclásio e preenchendo fraturas. Opacos podem ocorrer na clivagem da clorita ou formando polígonos de forma aproximadamente octagonais. Epidoto ocorre alterando plagioclásio.

Quartzo: 25%, Plagioclásio: 8%, Feldspato Potássico: 65%, Biotita: 2%. Acessórios: Clorita, Muscovita, Opacos, Epídoto.

#### PMF 14C

Textura: Blastoequigranular

Granulação: 0,2-0,5 mm

Quartzo é xenomórfico e possui extinção ondulada. Feldspato potássico ocorre subidiomórfico a xenomórfico, cristais orientados e alguns contatos são poligonais. Plagioclásio não possui geminação, é xenomórfico e os cristais estão levemente zonados. Biotita aparece subidiomórfica, orientada segundo a foliação, altera para clorita. Clorita ocorre associada a opacos e em reação com a biotita. Muscovita está presente junto a biotita. Opacos ocorre juntos de cristais de biotita e na clivagem da clorita. Allanita é zonada e subidiomórfica.

Quartzo: 41%, Plagioclásio: 5%, Feldspato Potássico: 50%, Biotita: 3%. Acessórios: Allanita, Clorita, Muscovita, Opacos.

#### PMF 18

Textura: Lepidogranoblástica blastoporfirítica

Granulação: Megacristais de 2,3-6,9 mm, matriz granoblástico de 0,1-1,0 mm

Quartzo ocorre em megacristais xenomórficos com extinção em setores, inclusões de Feldspato potássico e plagioclásio. Cristais menores são xenomórficos e formam mosaicos com alguma evidência de migração de borda. Feldspato potássico preserva cristais reliquias subidiomórficos a xenomórficos e forma pertitas. Plagioclásio são reliquias, subidiomórficos, tem mirmequitas e extinção zonada. Biotita ocorre como cristais subidiomórficos, orientados e alterando para clorita. Allanita ocorre associada a biotita em aglomerados que podem ter germinação simples. Clorita ocorre exclusivamente alterando a biotita em alguma reação. Apatita é subidiomórfica e aparece junto da biotita e allanita.

Quartzo: 28%, Plagioclásio: 30%, Feldspato Potássico: 37%, Biotita: 5%. Acessórios: Allanita, Clorita, Apatita, Zircão.

#### PMF 24

Textura: Lepidogranoblástico blasporfirítica

Granulação: Cristais reliquias: 1,0-2,5 mm, matriz granoblástica 0,5-1,0 mm

Quartzo é xenomórfico e ocorre com habito goticular e alguma extinção ondulante. Feldspato potássico é xenomórfico, alguns locais granoblástico, outros com cristais reliquias com inclusões de plagioclásio e pertitas. Plagioclásio ocorre subidiomórfico e levemente alterado para sericita. Biotita é subidiomórfica, orientada, formando bandas com allanita e muscovita. Allanita forma agregados com epidoto e biotita.

Quartzo: 4%, Plagioclásio: 31%, Feldspato Potássico: 57%, Biotita: 8%. Acessórios: Allanita, Epidoto, Apatita.

