

FACULDADE DE ENGENHARIA DA UNIVERSIDADE DO PORTO
Departamento de Engenharia de Minas

**ESTUDO PETROGRÁFICO, MINERALÓGICO E GEOQUÍMICO
DOS MACIÇOS GRANÍTICOS DE BRUÇÓ E FONTE SANTA
(NE DE PORTUGAL)**

PAULO JOSÉ ALVES BRAVO DE ALMEIDA E SILVA

Mestrado em Tecnologia e
Gestão de Recursos Minerais

PORTO, JULHO DE 2000

**ESTUDO PETROGRÁFICO, MINERALÓGICO E GEOQUÍMICO
DOS MACIÇOS GRANÍTICOS DE BRUÇÓ E FONTE SANTA
(NE DE PORTUGAL)**

PAULO JOSÉ ALVES BRAVO DE ALMEIDA E SILVA

Licenciado em Geologia pela Faculdade de Ciências da Universidade do Porto

Dissertação submetida para satisfação parcial dos
requisitos do grau de mestre em
Tecnologia e Gestão de Recursos Minerais

Dissertação realizada sob a supervisão de
DOUTOR EURICO SOUSA PEREIRA
do Departamento de Engenharia de Minas
da Faculdade de Engenharia da Universidade do Porto

Porto, Julho de 2000

“Étude pétrographique, minéralogique et géochimique des massifs granitiques de Bruçó et Fonte Santa (Nordeste du Portugal)”

Paulo José Alves Bravo de Almeida e Silva

RÉSUMÉ

Dans ce travail on présente des études pétrographiques, minéralogiques et géochimiques des massifs granitiques de Bruçó e Fonte Santa, affleurant dans la région de Trás-os-Montes (Nordeste du Portugal), 20 Km au sud de la localité de Mogadouro. Les unités granitiques sont formées par un monzogranite porphyroïde à deux micas (granite de Bruçó) et par le leucogranite à muscovite de Fonte Santa, avec de tourmaline. La mise en place des granitoïdes est contrôlée par une zone de cisaillement senestre, avec l'orientation moyenne ENE-WSW: le cisaillement ductile de Moncorvo-Bemposta. Ces granites sont des exemples typiques du plutonisme peralumineux, syn à tardi-tectonique, qui est très développé dans la Zone Centro-Ibérique du Massif Hespérique.

Dans la proximité des granites il y a des minéralisations du tungstène, dans quelques filons de quartz du type *stockwork*, riches en scheelite. Les résultats obtenus ont permis de considérer que l'origine des minéralisations est liée à l'intervention des fluides pendant les étapes tardives de l'évolution du granite de Fonte Santa.

RESUMO

Neste trabalho apresentam-se os resultados de estudos petrográficos, mineralógicos e geoquímicos desenvolvidos em duas unidades graníticas aflorantes no sudeste da província de Trás-os-Montes, 20 km a sul da localidade de Mogadouro. As unidades incluem um monzogranito de duas micas, porfiróide, de grão médio a grosseiro (granito de Bruçó) e o leucogranito moscovítico de Fonte Santa, rico em turmalina. A sua instalação é controlada por uma zona de cisalhamento esquerdo, de orientação média ENE-WSW: o cisalhamento dúctil de Moncorvo-Bemposta. Ambas as fácies constituem exemplos típicos do plutonismo granítico peraluminoso, sin a tardi-tectónico relativamente à 3ª fase de deformação hercínica (D_3), amplamente distribuído na Zona Centro-Ibérica do Maciço Hespérico (NW da Península Ibérica).

Nas imediações dos corpos graníticos ocorrem mineralizações em tungsténio, constituindo enchimentos filonianos de tipo *stockwork*, ricos em scheelite (minas de Fonte Santa). Os resultados obtidos neste estudo, conjugando dados de campo, petrográficos, geoquímicos e mineralógicos, permitem considerar que na génese destas mineralizações intervêm fluídos relacionados com etapas tardias da evolução do plutonito de Fonte Santa.

ABSTRACT

The aim of this work is to provide petrographic, mineralogical and geochemical studies on two granitic units cropping out in northeastern Portugal, 20 Km to the south of the Mogadouro village, in the province of Trás-os-Montes. The granitic units are formed by a medium to coarse-grained porphyritic two-mica monzogranite, the Bruçó granite, and a tourmaline-bearing muscovite leucogranite, the Fonte Santa granite. The emplacement mechanisms of both units are mainly controlled by a major sinistral shear zone, striking ENE-WSW, the so called Moncorvo-Bemposta ductile shear zone. These granites are peculiar types of syn- to late-tectonic peraluminous plutonism, which is widely spanned throughout the Central-Iberian Zone of the Hesperian Massif (NW Iberia).

In the vicinities of the granitic bodies there are some tungsten mineralizations, consisting of stockwork-like scheelite-rich quartz veins. The results obtained in this study, considering field, petrographic, mineralogical and geochemical data, allow us to conclude that the ore deposit origin is closely related to strong fluid activity during the last stages of the Fonte Santa granite evolution.

PREFÁCIO

“Gostar é o único modo que cada um tem para explicar a sua acção.”

Almada Negreiros ¹

“Mas novamente o granito protesta. Novamente nos acorda para a força medular de tudo.”

Miguel Torga ²

Após termos efectuado alguns estudos petrográficos aplicados à caracterização do maciço granítico de Bruçó como rocha ornamental, surgiu a possibilidade, sob proposta inicial do Professor Eng. Machado Leite, de se desenvolverem estudos mais detalhados naquele maciço, integrando dados de campo, geoquímicos, petrográficos e mineralógicos. O objecto de estudo foi, então, ampliado, incluindo o plutonito próximo de Fonte Santa e as mineralizações de scheelite ocorrentes nas imediações. A realização deste trabalho justifica-se por se tratar de maciços graníticos em que é reconhecida a escassez de estudos similares. Se ele puder contribuir, ainda que de um modo frugal, para o aumento do conhecimento geológico da área sobre a qual nos debruçamos, tanto mais gratificante terá sido o esforço que nele dispendemos.

Ao longo desta dissertação ter-se-á, certamente, favorecido determinados aspectos, em detrimento de outros porventura mais relevantes, o que de algum modo constitui um reflexo quer das nossas aptidões e limitações pessoais, quer das que se prendem com a disponibilidade de meios e de tempo. Estamos, pois, cientes de que os estudos que se seguem nunca poderão ser tão exaustivos e completos como se desejaria.

A perspectiva generalista com que procuramos conduzir o nosso trabalho, obrigou-nos necessariamente à utilização de diversas técnicas e metodologias, bem como ao desvendar de domínios do conhecimento científico que mal dominávamos. Encarámos sempre o estudo efectuado como um desafio pessoal, naturalmente enquadrado no processo de aprendizagem que este mestrado nos proporcionou. A aquisição de conhecimentos em domínios fundamentais da mineralogia e da geoquímica de granitóides desde cedo constituiu a grande motivação pessoal que nos levou a realizar esta tese, dado o interesse que sempre nutrimos por este tipo de rochas e pelos processos geradores de recursos associados à sua diferenciação. Este processo de aprendizagem revelou-se muito proveitoso, reflectindo-se no modo como hoje analisamos o nosso próprio percurso evolutivo, desde o momento em que timidamente iniciamos o trabalho que agora se apresenta. Em termos meramente pessoais, o saldo revela-se, pois, extremamente positivo, se bem que ainda estejamos longe de nos considerar especialista em qualquer das matérias que aqui se expõem, ou no que quer que seja.

A terminar estas palavras preliminares, não podemos deixar de manifestar o nosso reconhecimento a todos os que nos apoiaram na preparação desta tese. São tantos aqueles a quem nos sentimos reconhecidos, que se torna difícil exprimir a nossa gratidão, nomeando-os a todos sem, involuntariamente, esquecer algum.

¹ 'Artigos no Diário de Lisboa', in *Obras Completas*, Vol. III, INCM, 1988.

² 'Um reino maravilhoso: Trás-os-Montes', in *Portugal*, 5ª ed., 1986.

Ao Doutor Eurico Pereira, uma palavra de especial gratidão pela forma com que prontamente acedeu em ser nosso orientador, o que muito nos honrou. Desde o início da nossa actividade profissional, como geólogo da Empresa Carbonífera do Douro, que sempre pudemos contar com a sua preciosa e abnegada colaboração, esclarecendo dúvidas, cedendo bibliografia, sugerindo metodologias de trabalho, ou simplesmente partilhando connosco a sua vasta experiência em domínios variados do conhecimento geológico. A visita que connosco efectuou ao local e os ensinamentos entretanto transmitidos permitiram-nos compreender melhor o quadro geológico-estrutural em que se inserem os granitóides em apreço e as mineralizações associadas. Por outro lado, o apoio prestado na análise petrográfica revelou-se de importância decisiva na interpretação das texturas graníticas e no esclarecimento do seu significado petrogenético.

Os trabalhos de suporte à realização desta tese foram desenvolvidos no Laboratório do Instituto Geológico e Mineiro (Lab. IGM), integrando-se no projecto intitulado "Investigação de Guias Mineralógicos e Petrográficos com vista à definição e caracterização de índices mineiros". Devemos, pois, o nosso mais profundo reconhecimento à Direcção do Lab. IGM, em particular ao Professor Eng. Machado Leite, que sempre nos disponibilizou todo o apoio logístico e financeiro necessário à execução das actividades a que nos propusemos. Não podemos deixar de manifestar o nosso especial apreço pela forma com que nos encorajou a prosseguir, acreditando sempre nas nossas capacidades. Que esta tese seja merecedora da confiança que sempre depositou em nós.

A maior parte das análises de rocha total em que se baseiam os estudos que se seguem foram realizadas no Laboratório do IGM, sendo devidos agradecimentos a todos os que nelas participaram, nomeadamente Dra. Maria José Machado, Eng.^a Téc. Maria Eugénia Moreira, Dra. Maria Adelaide Ferreira, Dra. Marta Themudo, Eng.^a Téc. Sofia Flecha e Sr. Augusto Fernando Oliveira. Com todos tivemos oportunidade de trocar opiniões relativas aos resultados analíticos obtidos, que em muito beneficiaram o nosso trabalho. À Dra. Maria José Machado agradece-se, ainda, a amabilidade que teve em encaminhar algumas amostras dos maciços em estudo ao Laboratório do BRGM de Orléans, onde foram realizadas as análises de elementos das terras raras.

Nas análises de fases minerais, realizadas na microsonda electrónica CAMEBAX do Laboratório do IGM, beneficiamos da colaboração imprescindível do Doutor Farinha Ramos e do Sr. Fernando Santos. Ao primeiro, devemos ainda os esclarecimentos mineralógicos e geoquímicos que nos proporcionou, bem como a cedência de importante bibliografia sobre estas matérias.

À Dra. Margarida Simões, com quem iniciamos a nossa actividade como bolseiro na Secção de Petrologia e Gemologia do Laboratório do IGM, uma palavra de reconhecimento por nos ter, desde o início, incentivado à realização desta tese e por toda a amizade que sempre teve para connosco.

Durante os trabalhos de campo, contamos com a inestimável companhia e colaboração do Sr. Fernando Cardoso na árdua tarefa da amostragem em rochas graníticas.

Na preparação das amostras para análise química de rocha total usufruímos dos esclarecimentos do Dr. Narciso Ferreira e da colaboração do Sr. António Santos e da D. Teresa Silva.

Grande parte das lâminas delgadas estudadas foram executadas pelo Sr. Pinto, do Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade do Porto.

O mapa da figura 6 foi desenhado por processos digitais, tendo sido elaborado com a primorosa colaboração de Eliane Albuquerque e da Dra. Edite Ferreira.

Enfim, o nosso reconhecimento a todos os colegas e amigos que de alguma forma contribuíram para a concretização deste trabalho. Merecem especial menção os "granitófilos" Dr. Narciso Ferreira e Dr. Paulo Castro, com quem discutimos muitos assuntos relacionados com estas rochas, beneficiando de várias sugestões, críticas e trocas de experiências; Dr. Santos Oliveira, que nos forneceu alguma bibliografia sobre geoquímica de granitos e mineralizações; Dr. Casal Moura, Dr. Jorge Ferreira, Eng.^a Elsa Macedo Pinto, Dr. José Feliciano Rodrigues, Doutora Zélia Pereira.

Este trabalho foi integrado no Projecto PRAXIS 2/2.1/CTA/391/94 da Fundação para a Ciência e a Tecnologia, intitulado "Origem, evolução e instalação de granitóides hercínicos (ZCI, Portugal): inferências sobre a composição e dinâmica da crosta".

Finalmente, dedico este trabalho aos meus pais, que sempre me apoiaram em todas as minhas actividades; à Helena, ao André e à Luísa, a quem fiquei a dever algumas horas de atenção e que merecem muito mais.

ÍNDICE

RESUMO	I
ABSTRACT	II
PREFÁCIO	III
ÍNDICE	VI
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 Generalidades	1
1.2 Localização geográfica.....	2
1.3 Geomorfologia.....	3
1.4 Enquadramento geológico	6
1.4.1 Contexto Geodinâmico do Noroeste Ibérico	6
1.4.2 Cisalhamentos regionais e desenvolvimento de D ₃ Varisca.....	11
1.4.3 As rochas graníticas da Zona Centro-Ibérica	12
1.5 Trabalhos precedentes na área.....	15
1.6 Objectivos e metodologia.....	18
1.7 Plano geral da tese	19
2 GEOLOGIA REGIONAL.....	21
2.1 Introdução.....	21
2.2 O encaixante metassedimentar	21
2.3 As rochas graníticas.....	25
2.3.1 Granito de Bruçó	25
2.3.2 Granito de Fonte Santa.....	28
2.4 As mineralizações.....	30
2.5 Síntese do enquadramento geológico-estrutural.....	31
3 PETROGRAFIA	35
3.1 Granito de Bruçó	35
3.1.1 Características texturais	35
3.1.2 Descrição mineralógica	35
3.1.3 Sequência de cristalização.....	40
3.1.4 Alterações tardi a pós-magmáticas.....	42
3.2 Granito de Fonte Santa	43
3.2.1 Características texturais	43
3.2.2 Descrição mineralógica	43
3.2.3 Sequência de cristalização.....	46
3.2.4 Alterações tardi a pós-magmáticas.....	47
3.3 Composição mineralógica modal e classificação petrográfica.....	48
3.4 Conclusões do estudo petrográfico.....	50

4 MINERALOGIA.....	59
4.1 Introdução.....	59
4.2 Plagioclase.....	59
4.3 Feldspato potássico.....	62
4.4 Moscovite	64
4.5 Biotite	72
4.6 Turmalina	78
4.7 Volfamite	82
4.8 Fases minerais portadoras de Nb e Ta.....	84
5 GEOQUÍMICA DE ROCHA TOTAL.....	89
5.1 Introdução.....	89
5.2 Características geoquímicas gerais	90
5.3 Diagramas químico-mineralógicos e tendências evolutivas.....	109
5.4 Algumas relações entre elementos químicos.....	118
5.4.1 Rb, Ba e Sr	118
5.4.2 K-Rb.....	124
5.5 Geoquímica de terras raras	126
5.5.1 Considerações gerais.....	126
5.5.2 Distribuição das terras raras nos granitos de Bruçó e Fonte Santa.....	130
5.5.3 Discussão	135
5.6 Características geoquímicas e ambiente tectónico	143
6 ESPECIALIZAÇÃO METALOGENÉTICA DE GRANITÓIDES.....	148
7 CONCLUSÕES	153
BIBLIOGRAFIA	161
ANEXO A - Amostragem e métodos analíticos	171
ANEXO B - Análises químicas de fases minerais.....	174
ANEXO C - Análises químicas de rocha total	191

1 INTRODUÇÃO

1.1 Generalidades

A abundância de rochas graníticas com composições químicas e mineralógicas diversificadas, constitui um dos aspectos mais característicos da Cadeia Varisca da Europa Ocidental, que a diferencia relativamente às restantes cadeias orogénicas, nomeadamente a Caledónica e a Alpina. Conforme foi salientado por ZWART (*in* HALL, 1971), as rochas graníticas são, de facto, mais abundantes em cadeias orogénicas que revelam um metamorfismo regional de baixa pressão (p. ex., a Cadeia Varisca), menos abundantes naquelas que mostram um metamorfismo de pressão intermédia (p. ex., a Caledónica) e praticamente ausentes nas cadeias orogénicas de alto grau de metamorfismo regional (p. ex., a Alpina). Acrescem, ainda, outras condicionantes, das quais se poderá destacar, por exemplo, a existência de um soco pré-Varisco enriquecido em rochas com afinidade granítica, factores que podem ser invocados na tentativa de justificar o enorme volume destas rochas na Cadeia Varisca.

No ciclo orogénico Varisco verifica-se a ocorrência de períodos de distensão crustal entre as principais fases compressivas, que permitiram o ascenso e a instalação dos líquidos graníticos. Posteriormente a uma fase inicial de espessamento crustal, resultante da colisão entre dois blocos continentais adjacentes, desenvolve-se um período de intensa actividade magmática, sobretudo entre os 320 e os 280 Ma (RIBEIRO *et al.*, 1983; LAGARDE *et al.*, 1992; DIAS *et al.*, 1998). Este período de magmatismo intenso, desencadeado ainda num contexto de convergência continental, traduz-se na implantação de grande quantidade de granitóides, sobretudo no Noroeste da Península Ibérica.

Ao plutonismo granítico do Noroeste Peninsular encontram-se associadas inúmeras ocorrências minerais, em especial de Sn-W, grande parte das quais em estreita ligação genética com os granitos ou com os fluídos hidrotermais deles derivados. Com efeito, vários autores têm demonstrado que à associação geográfica existente entre o magmatismo hercínico e as mineralizações de Sn-W corresponde, na maior parte dos casos, uma estreita ligação genética, na qual os granitos e os fluídos que deles resultam se podem comportar quer como fonte directa dos metais envolvidos, quer como meros fornecedores do calor necessário à remobilização de pré-concentrações metalíferas existentes no encaixante metassedimentar.

É nesta fase de intensa actividade magmática na Cadeia Varisca que se enquadram os granitos de Bruçó e Fonte Santa, objecto do nosso estudo. Nas imediações destes corpos graníticos localizam-se algumas mineralizações filonianas estano-volframíticas, das quais a mais significativa em termos económicos se situa a uns escassos 250 m do maciço granítico de Fonte Santa, no sentido NW. Trata-se das minas de Fonte Santa (Lagoaça), cuja exploração incidu sobre um cortejo de filões de quartzo de tipo *stockwork*, ricos em scheelite.

O estudo petrográfico, mineralógico e geoquímico destes granitos reveste-se, assim, de grande interesse, por forma a caracterizar a natureza da crosta envolvida na sua génese e estabelecer o modelo genético das mineralizações que lhes estão espacialmente associadas.

1.2 Localização geográfica

Os granitos que nos propusemos estudar afloram no sudeste da província de Trás-os-Montes, entre as povoações de Lagoaça e Bruçó, pertencentes aos concelhos de Freixo de Espada à Cinta e Mogadouro, respectivamente (fig. 1). O acesso rodoviário é feito pela estrada nacional 221, que une a região à vila de Mogadouro, cerca de 20 Km para norte. A ligação daquela via à estrada nacional 220 torna a zona estudada igualmente acessível por Torre de Moncorvo, vila localizada a 18 Km para oeste. O sector é atravessado pela linha de caminho-de-ferro que, noutros tempos, fazia a ligação ferroviária entre Pocinho e Duas Igrejas (Miranda).

A região encontra-se coberta pela folha N.º 120 (Lagoaça) da Carta Militar de Portugal, publicada pelo Instituto Geográfico do Exército à escala 1:25000, ocupando uma área de, sensivelmente, 50 Km². Corresponde-lhe o canto NE da folha 11-D (Carviçais) da Carta Corográfica de Portugal à escala 1:50000 (Instituto Português de Cartografia e Cadastro), com levantamentos geológicos em curso pelo Instituto Geológico e Mineiro.

Escavando vertentes abruptas, com declives da ordem dos 400 metros, o rio Douro traça na região os limites fronteiriços com a Espanha, delimitando a oriente a zona objecto do nosso estudo. Em território espanhol, encontra-se localizada a central e respectiva barragem hidroeléctrica de Aldeadávila de La Ribera, instalada no maciço granítico de Bruçó. Na década de oitenta, esta região foi muito divulgada por nela se pretender implantar um sítio para armazenagem terminal de resíduos radioactivos.

A região a que nos reportamos faz parte integrante do Parque Natural do Douro Internacional, criado em Maio de 1998 e que, numa extensão de cerca de 122 Km, abrange todo o troço fronteiriço do rio Douro, prolongando-se para sul através do rio Águeda, até Figueira de Castelo Rodrigo.

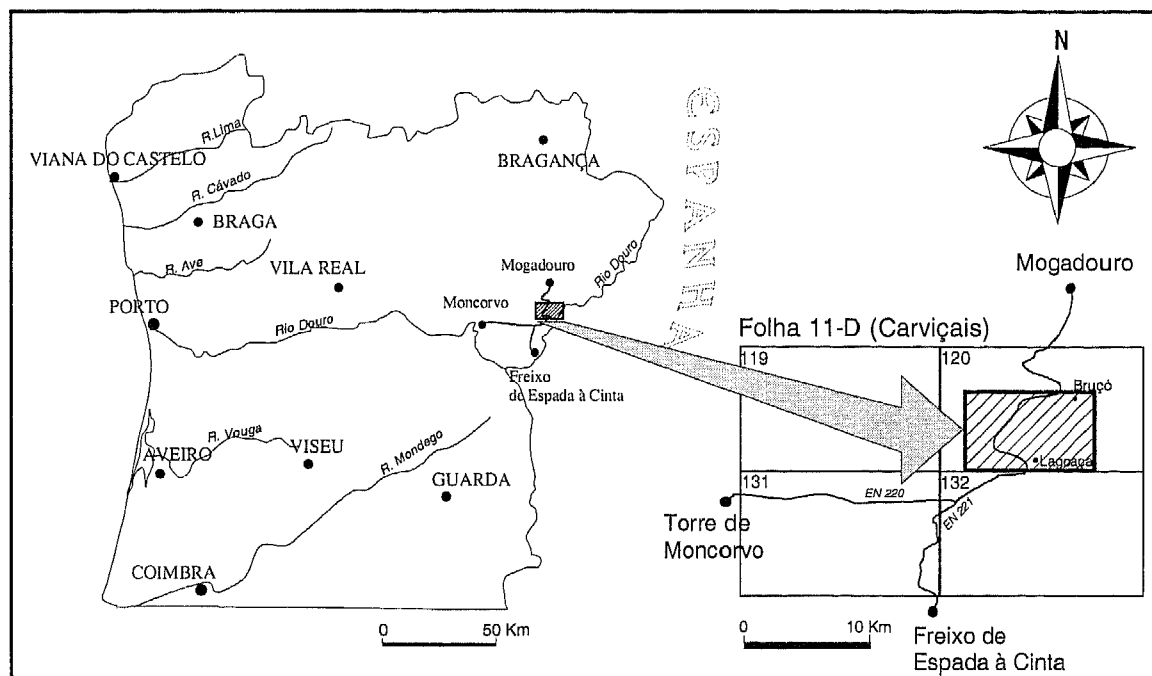


Fig. 1 Localização geográfica do sector estudado, com indicação das folhas correspondentes da Carta Militar de Portugal (1:25 000) e da Carta Corográfica de Portugal (1:50 000).

Além das estradas nacionais atrás referidas, a zona é cruzada por uma série de caminhos municipais e carreiros que permitem o acesso relativamente fácil aos afloramentos, em especial se forem utilizados veículos todo-o-terreno. As acessibilidades são, contudo, mais reduzidas nos sectores correspondentes às arribas do Douro.

1.3 Geomorfologia

Os principais aspectos geomorfológicos que importará destacar no sector estudado resultam, naturalmente, do seu enquadramento no planalto da Meseta Norte, do qual ocupa o bordo ocidental. As altitudes rondam os 700 a 800 metros, estando bem definida na região a superfície de aplanção que constitui o planalto transmontano e que corresponde ao prolongamento em território português da extensa superfície de Castela-a-Velha ou Meseta Norte.

Constituída por rochas do substrato Varisco, entretanto cratonizado e erodido, a Meseta Ibérica forma a unidade geomorfológica mais vasta da Península Ibérica, sendo segmentada pela Cordilheira Central em dois blocos: a Meseta Norte, com altitudes de 700 a 800 metros e a Meseta Sul, cujas altitudes são variáveis entre os 900 e os 200 metros (RIBEIRO *in* RIBEIRO *et al.*, 1979; CARVALHO, 1984; CABRAL, 1995, entre outros). É rodeada pelos relevos constituídos pelas serras do norte de Portugal (Peneda, Gerês, Larouco, Alvão, Marão, Montemuro) e, mais para leste, pelos altos planaltos transmontanos e montes de Leão, em Espanha.

Segundo CABRAL (1995), a regularidade apresentada pela Peneplanície Fundamental da Meseta é pela primeira vez interrompida, a norte da Cordilheira Central, pelo grande acidente tectónico de Manteigas-Vilariça-Bragança, que separa a superfície da Meseta Norte, a leste, dos altos planaltos de Trás-os-Montes e dos planaltos centrais do Norte da Beira, a oeste. Este acidente, de orientação geral NNE-SSW, passa a cerca de 30 Km a oeste da região de Bruçó-Lagoaça. CABRAL (1995) refere que a falha de Manteigas-Vilariça-Bragança terá sofrido reactivações tectónicas no Cenozóico, com uma componente de movimentação vertical que originou a subida do lábio ocidental, vendo-se assim interrompida a regularidade apresentada pela Meseta, traduzida no essencial por uma grande monotonia em termos de relevo.

Os acidentes tectónicos como o referido integram-se num conjunto de sistemas tardi-Variscos de fracturação frágil, com sucessivas reactivações no Alpino, que têm como resultado directo a fragmentação da Meseta. No decurso dos tempos tardi-Variscos (RIBEIRO, 1974 e RIBEIRO *in* RIBEIRO *et al.*, 1979), todo o segmento Varisco Ibérico foi afectado por fracturação frágil, cuja família dominante tem orientação média NNE-SSW, apresentando desligamentos horizontais senestres. Um outro conjunto de fracturas frágeis conjugadas das anteriores, mas muito menos frequente, apresenta desligamentos dextros e direcções NNW-SSE a NW-SE. Algumas destas fracturas assumem importância considerável na evolução neotectónica da região, apresentando sinais de movimentação no Quaternário — e daí a sua classificação como falhas activas. Citam-se, como mais importantes no sector, a já referida falha de Manteigas-Vilariça-Bragança, responsável pela formação dos *semi-horsts* das Serras de Montesinho, Nogueira e Bornes, com uma componente de desligamento esquerdo que atinge a separação horizontal máxima de 8 Km na área de Vilariça (RIBEIRO, 1974) e a falha

de Estevais, localizada a apenas 5 Km para ocidente do sector Lagoaça-Bruçó, produzindo um pequeno *graben* de orientação NNE-SSW, com cerca de 200 a 300 m de largura (CABRAL *et al.*, 1983-85). Estes autores admitem que a falha de Estevais se deverá prolongar para nordeste até Campo das Víboras (Miranda), embora sem grande expressão morfológica no terreno.

A existência de actividade neotectónica associada aos acidentes referidos tem sido claramente demonstrada pelos autores atrás citados, quer através de critérios estratigráficos e geomorfológicos, quer através de critérios sismológicos. Embora a região de Trás-os-Montes Oriental se situe num contexto geotectónico de intra-placa, ocupando o interior da placa litosférica eurasiática, manifesta contudo a presença de actividade sísmica importante, cujos epicentros se localizam sobre os traçados superficiais de falhas activas (sendo as mais importantes as de Manteigas-Vilariça-Bragança e Penacova-Régua-Verin), ou muito próximo deles (CABRAL, 1995).

No sector a que nos reportamos, verifica-se que determinados troços do rio Douro terão aproveitado fracturas de orientação média NNE-SSW, sendo de admitir que a actividade tectónica ao longo destes acidentes está na origem dos fortes declives observados.

A paisagem é também caracterizada pelo contraste de relevo verificado entre áreas xistentas e graníticas. As maiores altitudes verificam-se em zonas de afloramentos quartzíticos da Formação do Quartzito Armoricano, que formam verdadeiros relevos de dureza e de que é exemplo o Cabeço do Outeiro, com o vértice geodésico de Lagoaça (884 m) a representar o ponto mais elevado da área em apreço.

Mercê deste contexto geomorfológico de planalto transmontano típico, integrado na superfície da Meseta Norte, a região apresenta um relevo aplanado e arrasado, em especial no que diz respeito ao maciço granítico de Bruçó. A morfologia apresentada pelo maciço é, de facto, pouco acidentada, sendo apenas perturbada pelo vigoroso escarpado do rio Douro e por alguns afloramentos de filões de quartzo de orientação NE-SW, que intruem no maciço definindo cristas alongadas como resultado de erosão diferencial. Na área que é ocupada pelo maciço granítico de Bruçó, a altitude mais elevada (752 m) corresponde ao afloramento de um destes filões.

1.4 Enquadramento geológico

1.4.1 Contexto Geodinâmico do Noroeste Ibérico

A Geologia da Europa Ocidental é caracterizada pelo seu enquadramento no vasto contexto do Orógeno Hercínico ou Varisco, que se estende desde o Maciço da Boémia até à Península Ibérica, prolongando-se ainda pelo Norte de África. A região em que incidiram os nossos estudos integra-se no designado **Maciço Hespérico ou Ibérico**, que constitui o fragmento mais contínuo do soco Hercínico europeu, sendo formado por rochas de idade Proterozóica a Paleozóica. Um dos aspectos mais característicos deste segmento do Orógeno Varisco prende-se com a zonalidade que apresenta em termos paleogeográficos, tectónicos, magmáticos e metamórficos. Reconhecida em primeiro lugar por LOTZE, na década de 40 (RIBEIRO *in* RIBEIRO *et al.*, 1979), esta subdivisão do Maciço Hespérico em zonas com características próprias, que as individualizam dos sectores vizinhos e permitem o estabelecimento de correlações com outros sectores do orógeno, tem sido objecto de refinamentos sucessivos, acompanhando naturalmente o avanço no conhecimento geológico das diferentes regiões que o constituem (fig. 2).

Recentemente, alguns autores (p. ex., RIBEIRO *et al.*, 1990b; QUESADA, 1992) têm proposto a aplicação do moderno conceito de '*terrane*s' ou **terrenos tectonoestratigráficos** ao Orógeno Varisco. A análise de terrenos, apesar de dificultada pelo profundo grau de erosão manifestado por uma boa parte dos orógenos antigos (ante-mesozóicos), vem proporcionar uma ferramenta nova para o estudo da origem e evolução das diferentes unidades que os caracterizam, associando-as cada vez mais ao paradigma da Tectónica de Placas.

Os **terrenos** são assumidos como entidades geológicas (unidades tectónicas) com características estratigráficas, estruturais e petrológicas próprias, separadas das unidades contíguas por contactos de natureza tectónica (CONEY *et al.*, 1980, *in* QUESADA, 1992). Interpretam-se como fragmentos de vários elementos crustais (litosfera oceânica, arcos intra-oceânicos, arcos continentais, etc.), tectonicamente justapostos durante os movimentos das placas. Trata-se, pois, de unidades de envergadura litosférica, nas quais as diferenças verificadas não são explicadas por simples mudanças de fácies, traduzindo antes ambientes geotectónicos originalmente diferentes, separados do ponto de vista geográfico e posteriormente amalgamados como consequência do processo orogénico (QUESADA, 1992).

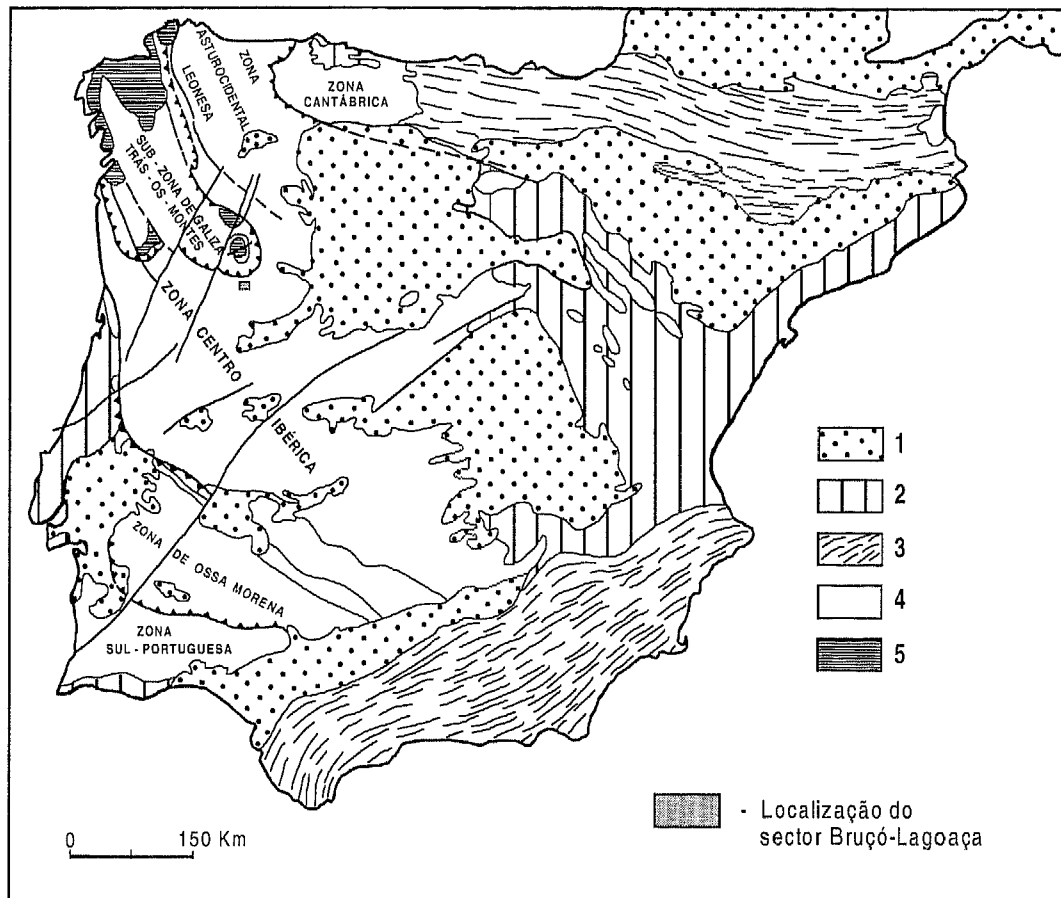


Fig. 2 Enquadramento da região estudada nas grandes unidades paleogeográficas e tectónicas da Península Ibérica, segundo JULIVERT *et al.* (1974), modificado por PEREIRA (1985, 1987). Unidades Geotectónicas: 1-Bacias continentais Terciárias, 2-Orlas Meso-Cenozóicas, 3-Cadeias Alpinas (Pirenaica e Bética), 4-Maciço Hespérico, 5-Unidades alóctones: maciços polimetamórficos (pré-Variscos, em parte).

QUESADA (1992) considera o Maciço Hespérico como o resultado da acreção dos seguintes terrenos (fig. 3): Bloco Autóctone Ibérico, a que correspondem o Autóctone Ibérico Proterozóico e o Terreno de Ossa-Morena; Terreno Ofiolítico do Noroeste; Terreno Ofiolítico de Beja-Acebuches; Terreno Polimetamórfico do Noroeste; Terreno do Pulo do Lobo e Terreno Sul-Português. Este autor considera a existência no Maciço Hespérico de dois tipos de contactos principais que separam os respectivos terrenos: sistemas de falhas transcorrentes e suturas. As suturas encontram-se materializadas pela presença de unidades de origem oceânica (complexos ofiolíticos, em sentido lato), marcando a separação de unidades exóticas relativamente ao Bloco Autóctone Ibérico. As falhas transcorrentes marcam a separação de terrenos proximais, ou seja, blocos litosféricos pertencentes originalmente ao próprio Autóctone Ibérico, que, durante o processo orogénico, foram deslocados desde a sua posição primitiva até à que actualmente ocupam.

A região em que afloram os granitos de Bruçó e Fonte Santa insere-se, pois, no **Terreno Autóctone Ibérico** e, dentro deste, na **Zona Centro-Ibérica** de JULIVERT *et al.* (1974). Situa-se a pouco mais de 3 Km para sul do Cavalgamento Principal de Trás-os-Montes (RIBEIRO, 1974; RIBEIRO *et al.*, 1990a), que separa o autóctone da Zona Centro-Ibérica dos terrenos alóctones que constituem a Sub-zona de Galiza - Trás-os-Montes.

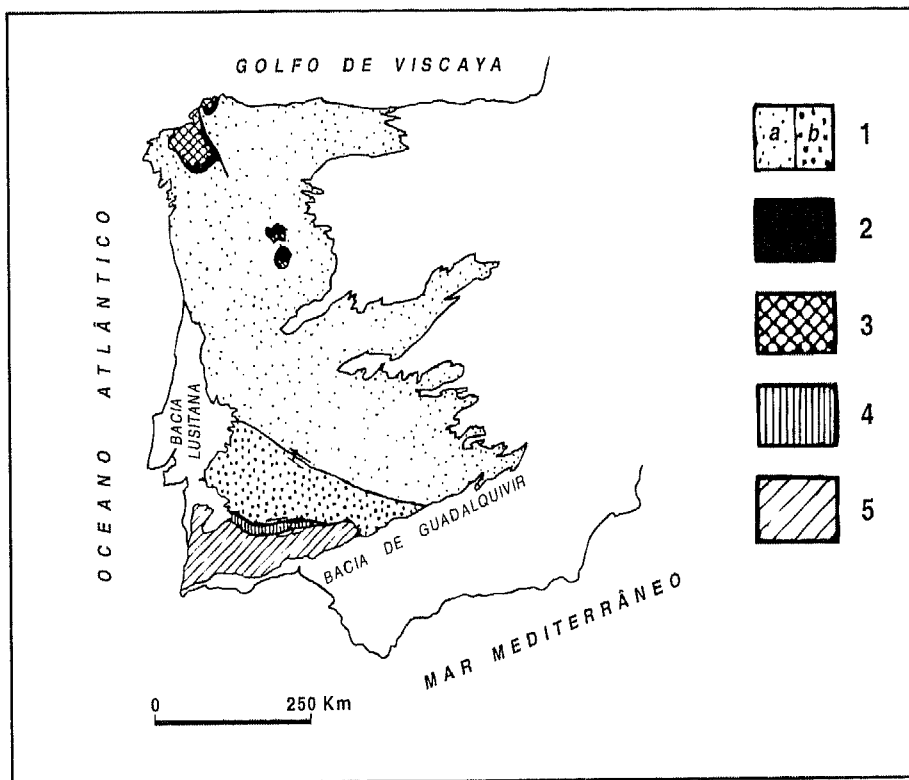


Fig. 3 Terrenos tectonoestratigráficos do Maciço Ibérico, segundo QUESADA (1992).
 1 - Terreno Autóctone Ibérico (a: Autóctone Ibérico proterozóico; b: Terreno de Ossa-Morena), 2-Terrenos ofiolíticos (terreno ofiolítico do NW e ofiolito de Beja-Acebunches indiferenciados), 3-Terreno polimetamórfico do NW; 4-Terreno do Pulo do Lobo, 5- Terreno Sul Português.

A **Zona Centro-Ibérica** constitui a zona mais extensa do Maciço Ibérico, na qual o plutonismo granítico e o metamorfismo estão largamente representados. Do ponto de vista estratigráfico, o aspecto mais característico que a diferencia relativamente às zonas envolventes resulta fundamentalmente da discordância da Formação do Quartzito Armoricano (Arenigiano) sobre o denominado Complexo Xisto-Grauváquico, do Câmbrio a Precâmbrico superior, o que põe em destaque a presença de uma fase de deformação sarda de natureza epirogénica (RIBEIRO *in* RIBEIRO *et al.*, 1979). Do ponto de vista tectónico, é encarada como o domínio axial do segmento varisco Ibérico, separando um ramo NE, com vergências

predominantes para NE (Zonas Asturocidental-Leonesa e Cantábrica) e um ramo SW, com vergências predominantes para SW (Zona de Ossa Morena e Zona Sul Portuguesa) (RIBEIRO, 1990).

A **evolução geodinâmica** deste segmento da Cadeia Varisca tem sido objecto de inúmeros trabalhos científicos (IGLÉSIAS *et al.*, 1983; RIBEIRO *et al.*, 1983; PEREIRA, 1988; RIBEIRO *et al.*, 1990 *b*; QUESADA, 1992), sendo hoje aceite um modelo de colisão oblíqua entre dois blocos continentais, com desenvolvimento de uma “*flake tectonics*”, na sequência de subducção e obducção para leste da crosta oceânica intercontinental e colisão subsequente das margens continentais envolvidas (fig. 4). Os testemunhos da crosta oceânica obductada são representados pelos complexos ofiolíticos de Bragança, Morais e Galiza. A partir do Carbonífero inferior, a colisão intercontinental acaba por soldar os blocos continentais envolvidos e a deformação prossegue mediante o desenvolvimento de cisalhamentos, associados a dobramentos de plano axial subvertical (RIBEIRO *et al.*, 1983; PEREIRA, 1988).

O Maciço Ibérico revela-se, assim, como o resultado de um processo complexo de convergência continental durante o Paleozóico Superior, que conduziu à colisão do Bloco Autóctone Ibérico com outras massas continentais (QUESADA, 1992). A colisão Hercínica, tal como se manifesta no Maciço Ibérico, foi um processo longo e fortemente diacrónico, com carácter polifásico.

Em regra, são reconhecidas três fases de deformação penetrativa (D_1 , D_2 e D_3), a que se seguiu uma fase tardia de deformação frágil (D_4). A idade das diferentes fases de dobramento, que se escalonam do Devónico médio ao Estefaniano, varia de região para região no interior do Maciço Ibérico, sendo sempre mais recente de Oeste para Leste (NORONHA *et al.*, 1979). As idades de D_1 e D_2 têm sido estimadas, respectivamente, de 390 Ma e 345 Ma (PEREIRA e MEIRELES, 1998), ou seja, do Devónico médio e Carbonífero inferior, ao passo que a fase de deformação D_3 é considerada intra-vestefaliana (300 ± 10 Ma), nas zonas mais internas do orógeno, ou seja, na Zona Centro-Ibérica e na Sub-zona de Galiza - Trás-os-Montes. (NORONHA *et al.*, 1979; PEREIRA *et al.*, 1993). Recentemente, DIAS *et al.* (1998), com base em datações U-Pb em zircões e monazites de rochas graníticas sin- a pós- D_3 , propõem o intervalo de tempo de 300–320 Ma para a D_3 , na Zona Centro-Ibérica.

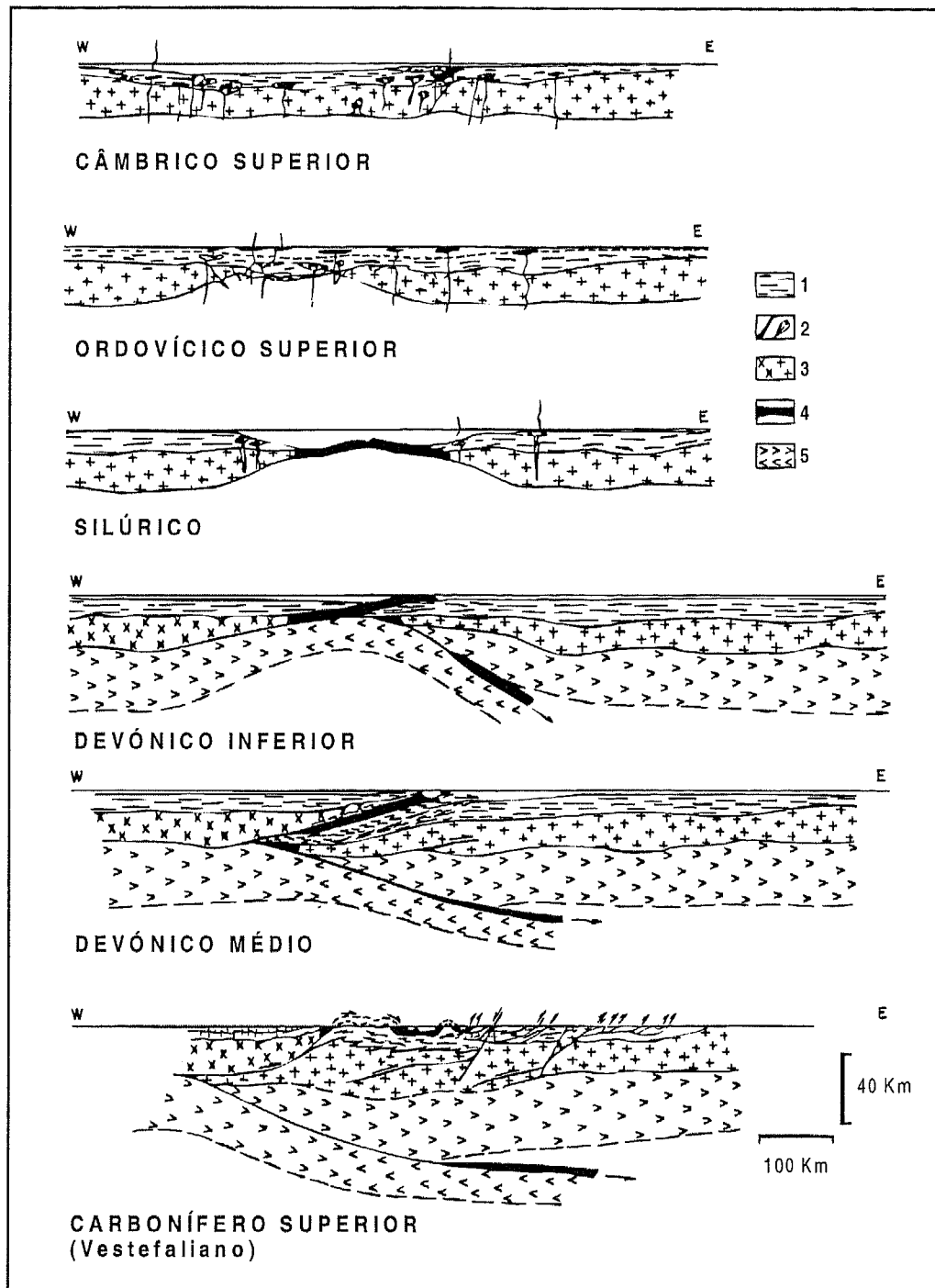


Fig. 4 Esquema da evolução geodinâmica do Noroeste peninsular, segundo Iglésias et al. (1983).

1 - Cobertura sedimentar paleozóica; 2 - Rochas ígneas (máficas e ácidas); 3 - Crosta continental (Soco Precâmbrico); 4 - Crosta oceânica; 5 - Manto Superior. As rochas graníticas não se encontram representadas.

1.4.2 Cisalhamentos regionais e desenvolvimento de D₃ Varisca

IGLÉSIAS e RIBEIRO (1981), ao fazerem o inventário das **zonas de cisalhamento dúctil** do Arco Ibero-Armoricano, constataam a existência de pares conjugados de cisalhamentos dúcteis de tipo desligamento, com orientações médias de NW-SE e ENE-WSW, que se intersectam formando um ângulo obtuso com a direcção da tensão compressiva máxima (σ_1). Os sistemas de orientação NW-SE, com movimentação de tipo desligamento dextro, apresentam maior expressividade cartográfica, desenhando arcos mais regulares do que os seus conjugados ENE-WSW, de desligamentos senestres. Além de acentuar a virgação Ibero-Armoricana, o conjunto destes cisalhamentos comanda o desenvolvimento da 3ª fase de deformação Varisca (D₃), estando na origem dos dobramentos tardios, de plano axial sub-vertical e eixos sub-horizontais. Controlam, ainda, a implantação dos granitóides orogénicos, peraluminosos, que se instalam em domos térmicos autóctones ou ascendem para ocupar os núcleos de antiformas gerados em D₃ (IGLÉSIAS e RIBEIRO, 1981; FERREIRA et al., 1987; PEREIRA, 1988).

No caso particular dos granitos de Bruçó e Fonte Santa verifica-se a sua estreita associação espacial ao **cisalhamento de Moncorvo-Bemposta**, de orientação média N70°E, com desligamentos esquerdos, conjugado, portanto, dos grandes cisalhamentos dextros de orientação NW-SE. O antiforma de Fonte Santa, com orientação média WNW-ESE constitui uma das estruturas subordinadas àquele megacisalhamento que, por sua vez, controla a evolução e mecanismos de instalação dos granitos estudados no presente trabalho.

PEREIRA *et al.* (1993) propõem uma síntese sobre a génese dos cisalhamentos regionais e estruturas associadas para o sector da Zona Centro-Ibérica, no qual se apresenta a geometria e cinemática das estruturas hercínicas em ligação estreita com a evolução dos cisalhamentos. Nesse trabalho, os autores fazem ainda o enquadramento das mineralizações de Sn-W, Au e U, ocorrentes na parte portuguesa da Zona Centro-Ibérica, no contexto das diferentes fases de deformação hercínica, definindo o controlo estrutural das mineralizações a partir da sua associação espacial aos cisalhamentos regionais. Nesta perspectiva, as mineralizações de W de Fonte Santa a que nos reportamos no presente estudo, são consideradas contemporâneas da 3ª fase de deformação (D₃) e relacionadas com o cisalhamento senestre de Moncorvo-Bemposta, atrás aludido.

1.4.3 As rochas graníticas da Zona Centro-Ibérica

Tratando-se de entidades geológicas cuja origem e mecanismos de instalação se encontram, na maior parte dos casos, estreitamente relacionados com o processo orogénico, o estudo das rochas graníticas não pode ser dissociado do seu enquadramento geral no modelo geodinâmico actualmente aceite. Nesse sentido, FERREIRA, *et al.* (1987) elaboraram uma sistematização das rochas graníticas da Zona Centro Ibérica, na qual os diversos tipos magmáticos são enquadrados no contexto da evolução geodinâmica deste sector da Cadeia Varisca. Aqueles autores começam por sublinhar a existência de um notável paralelismo entre a distribuição geográfica das principais fácies graníticas da Zona Centro-Ibérica e o traçado superficial das grandes estruturas tectónicas, o que chama a atenção para a intervenção da tectónica regional na implantação dos granitóides. Verifica-se, assim, que a maioria dos granitóides orogénicos se dispõe segundo alinhamentos paralelos às zonas de cisalhamento dúctil associadas a D_3 (IGLÉSIAS e RIBEIRO, 1981).

Com efeito, a acção da 3ª fase de deformação hercínica ficou impressa em largas áreas graníticas da Zona Centro-Ibérica, o que vem testemunhar a existência de um período de distensão anterior a esta fase, que permitiu a ascensão dos respectivos magmas na crosta. De acordo com o modelo geodinâmico a que atrás nos referimos, os cisalhamentos tangenciais gerados nas fases precoces de deformação varisca (D_1+D_2) actuam ao nível do soco e migram, no sentido E, das zonas internas para as zonas externas do orógeno, produzindo espessamento crustal a leste e distensão imediata a oeste. É neste período distensivo, situado entre D_1/D_2 e D_3 , que se instala a maior parte dos granitos orogénicos do Noroeste peninsular (RIBEIRO *et al.*, 1983, FERREIRA *et al.*, 1987, PEREIRA, 1988).

A classificação que é preconizada por FERREIRA *et al.* (1987) serve de suporte à cartografia das diversas fácies graníticas da Zona Centro-Ibérica, tendo sido adoptada na edição de 1992 da Carta Geológica de Portugal à escala 1: 500 000, dos Serviços Geológicos de Portugal (SGP). Admite a existência de três grandes grupos de granitóides ante-mesozóicos: pré-orogénicos, sin-orogénicos e tardi a pós-orogénicos. Os granitos **pré-orogénicos**, do Câmbrio e Ordovícico, ocorrem essencialmente em alinhamentos específicos situados nas imediações da linha de sutura que delimita a Zona Centro-Ibérica da Zona de Ossa Morena. Os granitos **tardi a pós-orogénicos**, instalados no final do Carbonífero e no Pérmico, aparecem

associados aos grandes desligamentos frágeis de rejogo tardio. No grupo de **granitóides sin-orogénicos**, que constituem os mais abundantes, são distinguidos os subgrupos ante-D₃ e sin-D₃, consoante se trate de fácies anteriores ou contemporâneas da 3ª fase de deformação hercínica, respectivamente. Para o caso dos granitóides instalados durante a vigência da 3ª fase de deformação, os autores consideram ainda dois subgrupos extremos, com base na composição mineralógica das respectivas fácies: “granitóides biotíticos com plagioclase cálcica e seus diferenciados” e “granitos de duas micas, ou biotíticos com restites”.

Ao primeiro subgrupo correspondem vários tipos litológicos que incluem tonalitos, granodioritos e granitos, por vezes com hornblenda. Apresentam alguma afinidade com os granitos de tipo I (CHAPPELL e WHITE, 1974), sendo-lhes atribuída uma origem profunda. Neste subgrupo, os autores distinguem três séries, consoante a intensidade da deformação impressa nas suas texturas: Série Precoce (ante a sin-D₃), Série Intermédia (sin a tardi-D₃) e Série Tardia (tardi a pós-D₃). A sua distribuição cartográfica é feita segundo arcos, em que as fácies mais deformadas se situam sob as principais zonas de cisalhamento dúctil, relacionadas com D₃, enquanto que as menos deformadas se vão distanciando sucessivamente do traçado que define o plano do cisalhamento à superfície.

É ao segundo subgrupo de rochas sin-tectónicas relativamente a D₃, correspondente à série de **granitos de duas micas ou biotíticos com restites**, que pertencem as rochas graníticas de Bruçó e Fonte Santa de que nos ocupamos no presente trabalho (fig. 5). Este grupo de granitos distribui-se segundo alinhamentos que coincidem com os antiformas de 3ª fase Monção-Vila Real-Moncorvo e Porto-Viseu. Trata-se de granitos tipicamente colisionais, apresentando, em regra, características de granitos de tipo S (CHAPPELL e WHITE, 1974), que apontam para uma génese a partir da fusão parcial de metassedimentos. Correspondem aos “*granitos alcalinos de duas micas*”, na classificação químico-petrográfica de CAPDEVILLA e FLOOR (1970), embora o seu quimismo possa, por vezes, apresentar alguma convergência com as séries calcoalcalinas. Nas classificações de base genética, correspondem a “*granitos mesocrustais*”, podendo ter resultado quer de anatexia húmida controlada pelo metamorfismo regional, quer da anatexia induzida por intervenção de fluídos de magmas calcoalcalinos de origem mais profunda (CAPDEVILLA *et al.*, 1973).

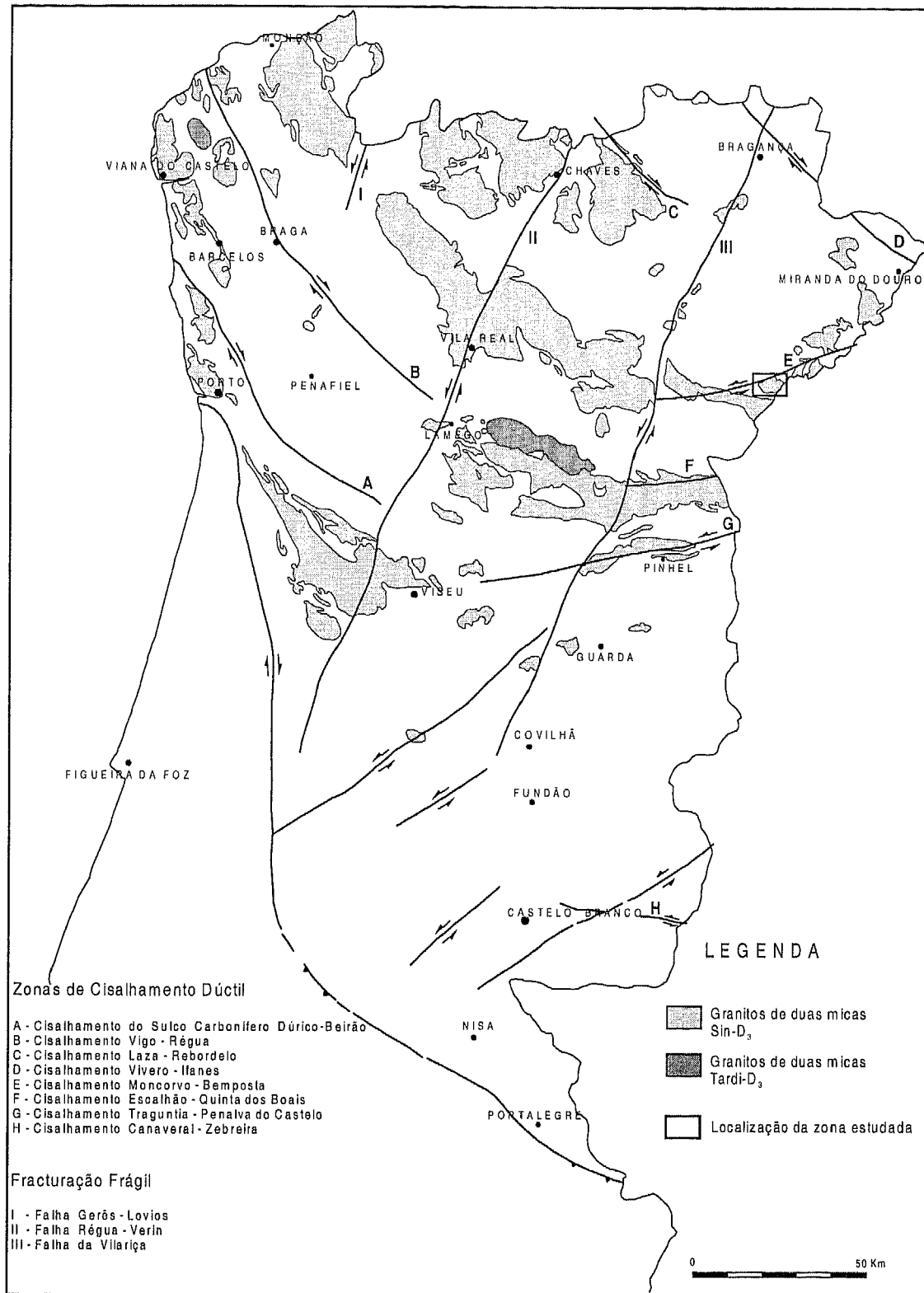


Fig. 5 Localização dos maciços estudados no contexto dos granitos de duas micas Sin a Tardi-D₃, aflorantes na parte portuguesa da Zona Centro-Ibérica, segundo FERREIRA *et al.* (1987).

1.5 Trabalhos precedentes na área

Graças ao extraordinário interesse de que se reveste, a Geologia da região de Trás-os-Montes Oriental tem sido objecto de inúmeros trabalhos científicos, nas suas múltiplas vertentes. Interessará referir aqueles que mais directamente se relacionam com a área em estudo e, em particular, com os granitos e mineralizações associadas.

As publicações que versam aspectos estruturais, geoquímicos, petrográficos ou mineralógicos, específicos dos granitos de Bruçó e Fonte Santa, são, contudo, muito raras. Apesar desta aparente lacuna na bibliografia geológica da região, os granitos de Bruçó e Fonte Santa aparecem citados em várias publicações de índole regional que, de uma forma ou de outra, a eles fazem referência.

Por ocasião do I Congresso Luso-Americano de Geologia Económica, CONDE *et al.* (1971) apresentam o livro guia da excursão destinada aos jazigos hipogénicos de estanho e volfrâmio, no qual é feita uma breve descrição da geologia geral do jazigo scheelítico de Lagoaça (Minas de W de Fonte Santa) e em que são referidos sucintamente os granitos de Bruçó e Fonte Santa. Com base num conjunto de trabalhos anteriores efectuados para o então Serviço de Fomento Mineiro (RIBEIRO e REBELO, *s/d*), CONDE *et al.* (*op. cit.*) apresentam naquela publicação algumas conclusões do ponto de vista geológico-estrutural e levantam alguns problemas relacionados com a génese do jazigo. Consideram que a mineralização de scheelite estaria, em princípio, relacionada com o granito de Bruçó, sendo posterior à sua intrusão. Apresentam como argumentos justificativos destas conclusões o facto de se ter reconhecido a ocorrência neste granito de algumas fracturas de cisalhamento, com enchimentos quartzosos mineralizados em cassiterite, volframite e scheelite e, por outro lado, o facto de o granito de Fonte Santa se ter revelado estéril, até à data.

RIBEIRO (1974) apresenta o estudo estratigráfico e tectónico da área correspondente a Trás-os-Montes Oriental, que constitui documento de referência obrigatória em qualquer trabalho geológico realizado na região. Os resultados apresentados nesse trabalho são de tal modo importantes para a Geologia do sector ocidental do segmento Varisco Ibérico, que ultrapassam em larga escala o âmbito regional a que estariam inicialmente votados. Tal como em outros sectores do NW da Península Ibérica, o autor considerou a ocorrência na região de granitos alcalinos e calcoalcalinos, adoptando a classificação química e mineralógica de

CAPDEVILLA e FLOOR (1970). Aos primeiros estaria ligada uma origem relacionada com processos anatéticos e metamórficos regionais, formando muitas vezes maciços alongados paralelamente às estruturas e instalados no núcleo dos antiformas D₃, ao passo que os segundos teriam uma origem mais profunda. No trabalho de RIBEIRO (1974), os granitos de Fonte Santa e Bruçó aparecem ligados à série alcalina. O autor admite que os granitos alcalinos de duas micas formam uma sequência instalada em níveis profundos (granitos sub-autóctones), intermediários (granitos para-autóctones) e superficiais (granitos alóctones). Considera os *granitos de duas micas* (em que enquadra o granito de Fonte Santa) precoces a sin-tectónicos relativamente ao máximo desenvolvimento da 3ª fase de deformação hercínica e os *granitos de duas micas com megacristais* (caso do granito de Bruçó) tardi-tectónicos relativamente àquele episódio tectónico.

SOUSA (1975) refere-se ao granito de Bruçó como provável fonte das soluções hidrotermais responsáveis pelas mineralizações de Pb (galena) da mina de Olgas (Castelo Branco – Mogadouro), situada cerca de 3 Km para NW do referido granito.

O mesmo tipo de relações genéticas entre o granito de Bruçó e as mineralizações existentes na área é estabelecido por VIEGAS *et al.* (1976), a propósito do jazigo de Cravezes (Castelo Branco - Mogadouro), constituído por mineralizações scheelíticas intercaladas em unidades calco-silicatadas do Domínio Transmontano (RIBEIRO, 1974). Os autores descrevem os resultados da prospecção geológica e geoquímica efectuadas na região e atribuem a origem das soluções mineralizadoras a uma fase hidrotermal, mais ou menos tardia, resultante da cristalização do granito de Bruçó.

DERRÉ e ROGER (1984) apresentam guias de investigação geológico-mineira susceptíveis de utilização na prospecção de jazigos de Sn-W. Neste trabalho, as diversas ocorrências de Sn e W da região do Noroeste da Península Ibérica são agrupadas em bandas de orientação E-W a NW-SE, alternando entre zonas mais ricas em tungsténio e zonas mais ricas em estanho. Neste contexto, o jazigo de W de Fonte Santa aparece integrado numa banda de direcção NW-SE, com W >> Sn, à qual pertencem, entre outros, os jazigos de Covas-Valdarcas, Serra de Arga, Borralha e Barruecopardo. Quanto à zonalidade peri-plutónica, o jazigo de Fonte Santa é considerado pelos autores como o resultado da zona de influência hidrotermal de um granito orientado (granito de Fonte Santa).

RIBEIRO *et al.* (1988) tornam públicos os principais aspectos de índole tectónica e sismotectónica que os levaram a considerar a zona de Aldeadavila como inapropriada para a instalação de um sítio para armazenamento terminal de resíduos nucleares. Defendem, nesse artigo, que a densidade de fracturação que se observa na região, relacionada com as fases de deformação frágil tardi-Variscas (D₄), faz antever permeabilidades elevadas no granito de Bruçó-Aldeadavila, em profundidade. Por outro lado, e do ponto de vista sismotectónico, os autores salientam a importância dos lineamentos de orientação média NNE-SSW, tais como as falhas da Vilariga ou de Estevais. A sismicidade que se encontra associada a estas falhas vem confirmar que os níveis de actividade neotectónica são superiores na região a oeste de Aldeadavila. Os autores integram os dados disponíveis no modelo geodinâmico que tem vindo a ser delineado para a evolução actual da microplaca Ibérica, em que se admite a transição da margem continental do ocidente ibérico de um estado passivo para um estado activo, com subducção incipiente no Atlântico Norte. Este modelo é consistente com um campo de tensões em que a tensão compressiva máxima se orienta segundo uma orientação média N-S a NNW-SSE, no interior do Maciço Ibérico, rodando no sentido contrário ao dos ponteiros do relógio para uma orientação próxima de E-W junto ao litoral.

NORONHA *et al.* (1998) analisam a distribuição geográfica das mineralizações de Pb e Sb do Nordeste português. As considerações de índole genética tecidas pelos autores refutam o estabelecimento de relações de parentesco entre este tipo de mineralizações e os granitos sin-tectónicos da região. Constatam, antes, que as principais mineralizações filonianas de Pb do Nordeste se dispõem segundo fracturas tardias, de orientação média NNE-SSW, que cortam os granitos e se relacionam com a fase de deformação frágil D₄. As mineralizações são tardias relativamente ao quartzo que preenche aquelas estruturas, pelo que os autores sugerem uma idade pós-D₄ para a sua instalação. Por outro lado, referem não existir qualquer tipo de zonalidade entre as mineralizações de Pb e Sb do Nordeste de Portugal e os granitos sin-D₃ que lhes estão geograficamente associados, o que lhes permite considerar que àquele tipo de mineralizações corresponderá um período metalogénico distinto do responsável pelas mineralizações de Sn-W, classicamente associadas aos granitos sin-tectónicos. Neste sentido, as mineralizações de chumbo ocorrentes na mina de Olgas não deverão considerar-se directamente relacionadas com o granito de Bruçó.

Nos últimos tempos, o granito de Bruçó começou a ser explorado como rocha ornamental e industrial. SILVA e MOURA (1998) apresentam os resultados dos estudos petrográficos e tecnológicos efectuados sobre o granito explorado em Lastre do Tragal (Bruçó-Mogadouro), que confirmam a possibilidade da sua utilização pela indústria do sector, em todo o tipo de aplicações, quer interiores quer exteriores. Os autores salientam a relativa homogeneidade da rocha e a fracturação relativamente escassa e de orientação mútua favorável que possibilita a obtenção de blocos com boas dimensões para transformação, com rendimentos de exploração elevados. Por outro lado, os ensaios tecnológicos efectuados revelaram características físico-mecânicas excelentes, consentâneas com o baixo grau de alteração supergénica observado no maciço. Os autores concluem, assim, que a rocha em apreço (granito de Bruçó), embora de padrão ornamental relativamente comum, apresenta, características suficientes que justificam o seu aproveitamento industrial, tanto mais que as reservas disponíveis são elevadas e de fácil acesso e exploração.

1.6 Objectivos e metodologia

O objectivo principal do nosso trabalho consistiu em apresentar uma modesta contribuição para o conhecimento geológico de dois maciços graníticos, numa abordagem que envolve a utilização integrada de dados de campo, petrográficos, geoquímicos e mineralógicos. Sendo certo que os principais traços da evolução geodinâmica que conduziu à instalação dos granitos Variscos da Zona Centro-Ibérica foram já delineados, não é menos verdade que uma parte das rochas graníticas aflorantes neste sector não foi ainda objecto de estudos minuciosos, envolvendo as disciplinas atrás referidas, que permitam tipificar com rigor o magmatismo que lhes corresponde e contribuir para o estabelecimento de possíveis modelos petrogenéticos.

Outro objectivo nos norteou ao realizarmos o presente trabalho, que foi o de tentar estabelecer o modelo metalogénico responsável pela deposição da scheelite das minas de Fonte Santa, procurando investigar as suas relações genéticas com os magmas que originaram os granitos de Fonte Santa e Bruçó, ou com os fluídos que deles derivaram.

Para a concretização dos nossos objectivos, foi necessário o recurso a diversas técnicas e metodologias. O trabalho de campo foi limitado a apenas 15 dias, distribuídos pelas tarefas de reconhecimento geológico de pormenor dos maciços graníticos e dos filões de quartzo,

estéreis e mineralizados, cartografia de estruturas em granitóides (foliações e lineações), levantamento de atitudes de diaclases e amostragem.

O trabalho laboratorial consistiu na análise petrográfica das respectivas fácies graníticas, estudo mineralógico à microsonda electrónica de fases minerais representativas dos granitóides e análise química de rocha total.

1.7 Plano geral da tese

Os assuntos abordados nesta tese encontram-se distribuídos por sete capítulos, que se podem considerar agrupados em três partes fundamentais. No capítulo introdutório apresenta-se a localização geográfica da região estudada, enquadrando-a sob os pontos de vista geomorfológico, geológico e geodinâmico relativamente às grandes unidades da Ibéria. Em seguida, expõem-se as relações de campo que foi possível traçar através dos dados geológicos colhidos, que, acrescidas aos elementos coligidos da informação bibliográfica existente, nos permitiram delinear o enquadramento geológico-estrutural dos granitos e das mineralizações.

A segunda parte deste trabalho, constituída pelos capítulos 3 a 5, forma o corpo da tese propriamente dito. Nele se apresentam as principais características petrográficas, mineralógicas e geoquímicas que facultam a identificação das fácies graníticas estudadas e o estabelecimento de eventuais correlações com os grandes grupos de granitóides conhecidos. Em primeiro lugar, evidenciam-se os aspectos texturais e de composição mineralógica determinados por observação microscópica, que são capazes de nos conduzir à classificação petrográfica das respectivas fácies graníticas. Procura-se, também, fazer a distinção entre os aspectos primários, magmáticos, daqueles que resultaram essencialmente da actuação de fenómenos posteriores de alteração secundária. Seguidamente, são apresentados os resultados das análises à microsonda electrónica de fases minerais essenciais dos granitos, bem como de algumas fases acessórias que, pela importância que assumem, foram consideradas relevantes para a completa caracterização dos granitos. Sempre que possível, estudaram-se as evoluções composicionais das respectivas fases minerais, salientando-se as eventuais repercussões que a sua composição química possa ter no conhecimento da natureza dos líquidos graníticos. Por fim, traçam-se as principais características geoquímicas dos granitos em apreço, que nos permitem proceder à sua contextualização no vasto universo das rochas de composição granítica e estabelecer eventuais relações de parentesco entre as duas fácies estudadas. Estabelece-se,

igualmente, a sua classificação químico-mineralógica, perspectivando a definição das respectivas associações magmáticas e tendências evolutivas.

Na última parte desta tese (Capítulos 6 e 7), começa-se por determinar o grau de especialização dos granitos, com base nos dados expostos nos capítulos precedentes, que podem contribuir para o conhecimento do papel desempenhado pelas respectivas fácies nas mineralizações associadas, nomeadamente na mineralização scheelítica de Fonte Santa. Por fim, resumem-se as conclusões gerais que tivemos oportunidade de tirar a partir dos dados colhidos e propõem-se linhas de investigação que permitam responder às questões que, naturalmente, ficam em aberto.

2 GEOLOGIA REGIONAL

2.1 Introdução

Nos trabalhos de reconhecimento que levamos a cabo, fizemos uso de levantamentos geológicos inéditos da autoria do geólogo JOSÉ REBELO, à escala 1:25000, que cobrem a área considerada. Incidimos as nossas observações essencialmente sobre as áreas graníticas e filões associados, mineralizados ou não, tendo-se procedido, sempre que possível, à cartografia das respectivas estruturas (foliações e lineações de granitóides) e efectuado o levantamento das atitudes das diaclases. Utilizou-se igualmente a cartografia da região de Trás-os-Montes Oriental, à escala 1:200000, apresentada por RIBEIRO (1974). Da posse desses dados, construiu-se o esboço geológico que se apresenta na figura 6, resultante da compilação dos dados existentes na minuta de campo referida e da ampliação para a escala 1:25000 da folha 2 da Carta Geológica de Portugal à escala 1:200000 (PEREIRA *et al.*, em prep).

2.2 O encaixante metassedimentar

As rochas graníticas de Bruçó e Fonte Santa são intrusivas em metassedimentos do Autóctone da Zona Centro-Ibérica, pertencentes ao extenso domínio do Douro Inferior definido por RIBEIRO (1974). As diferentes formações em que intruem os granitos estendem-se do Câmbrico (Complexo Xisto-Grauváquico) ao Ordovícico, podendo reconhecer-se na região as seguintes unidades, da base para o topo (fig. 6):

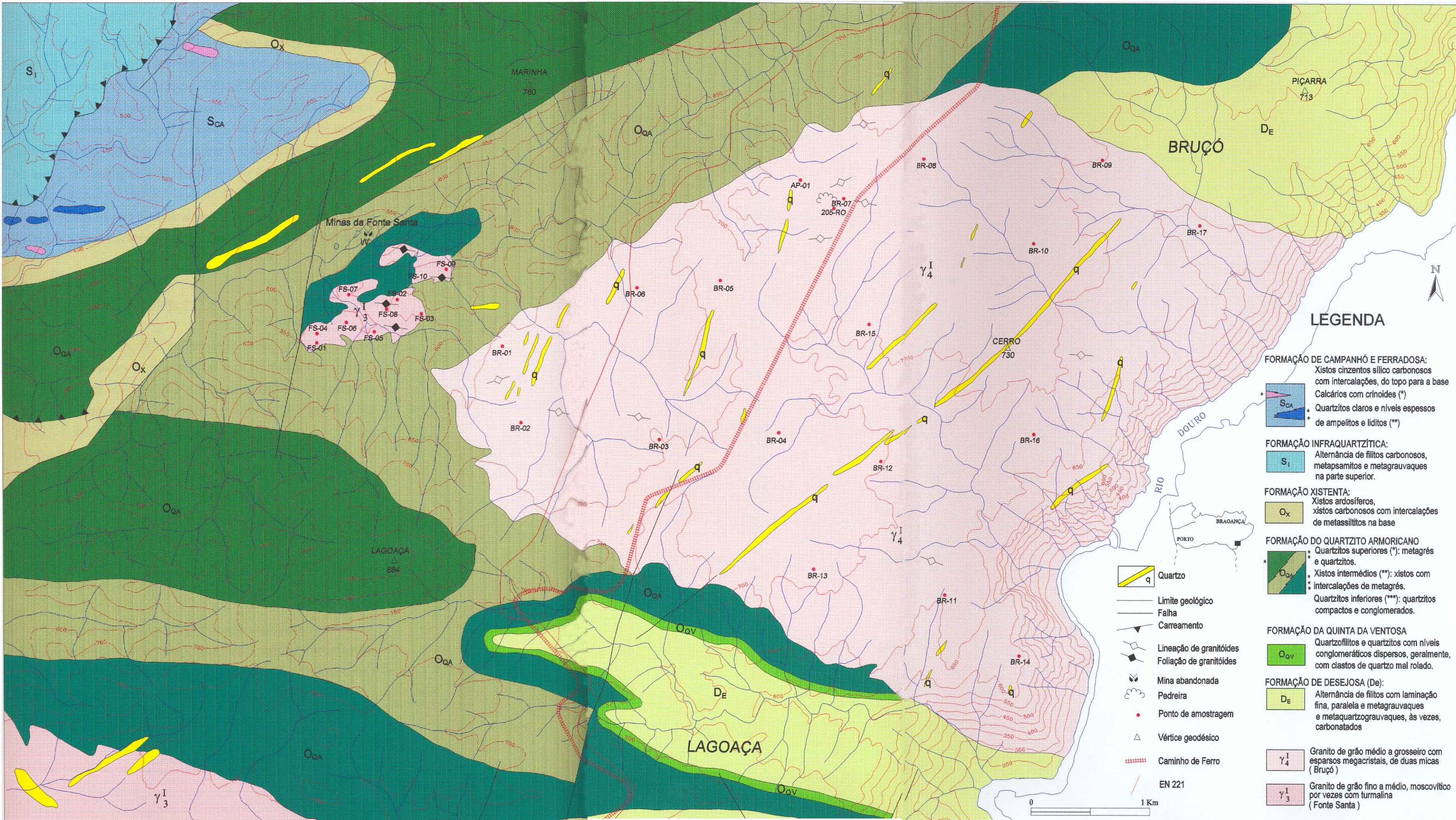
CÂMBRICO

- **Formação da Desejosa** (D_E) (REBELO *in* REBELO e ROMANO, 1986)

Trata-se de uma unidade integrada no topo da extensa sequência turbidítica que recebe a denominação de Complexo Xisto-Grauváquico (CXG) e que testemunha uma fase de intensa sedimentogénese no fosso Centro-Ibérico. É caracterizada essencialmente por uma alternância, às escalas milimétrica e centimétrica, de xistos de coloração negra com leitos finos de siltitos quartzosos, o que lhes confere um aspecto típico listrado, rítmico e monótono. Em algumas áreas, podem ocorrer leitos de metagrauvaques e/ou metaquartzograuvaques, por vezes com um componente carbonatado.

FIG.6: ESBOÇO GEOLÓGICO DA REGIÃO BRUÇÓ - LAGOAÇA

Baseado na FOLHA-2 da Carta Geológica de Portugal à escala 1: 200 000 (IGM, em prep.)



As rochas calco-silicatadas não são raras e, geralmente, estão associadas aos grauvaques. Tal como nas restantes formações do CXG, reconhece-se na Formação da Desejosa o carácter turbidítico da sedimentação, característico de um período de acumulação de grandes massas sedimentares, em regime de extensão. A Formação da Desejosa constitui a única que, no CXG aflorante em Portugal, permitiu o reconhecimento de fósseis animais, embora raros e mal preservados. Efectivamente, alguns exemplares de trilobites ocorrentes na região de Moncorvo permitiram atribuir idade câmbrica à Formação da Desejosa e ao topo do CXG (REBELO e ROMANO, 1986). A idade do CXG está balizada, do ponto de vista paleontológico, pela ocorrência daqueles fósseis e de exemplares de acritarcas do Proterozóico superior na região de Cáceres, em Espanha (PALÁCIOS, 1986, citado em OLIVEIRA *et al.*, 1992).

ORDOVÍCIO

• Formação da Quinta da Ventosa (O_{QV})

No sector em apreço, esta formação apenas aflora na zona de Lagoaça, sendo constituída por níveis conglomeráticos, geralmente com clastos de quartzo mal rolado, em que os leitos de material mais grosseiro se encontram dispersos e alternantes no seio de uma matriz sericítica, quartzo-pelítica (REBELO e ROMANO, 1986). Esta formação foi definida por REBELO (1983-1985), que a correlacionou, na altura, com a Formação de S. Domingos (CXG). Trata-se de uma formação com nítido carácter detrítico, contrastante com o carácter turbidítico distal da Formação da Desejosa. Situa-se entre as formações ordovícicas e o CXG, pelo que inicialmente foi designada por “Formação de transição” (REBELO, 1983-85). Contudo, REBELO e ROMANO (1986) reconheceram que o carácter detrítico dos sedimentos e a passagem gradual ao Ordovício inferior, em perfeita harmonia cartográfica, permitem considerar a Formação da Quinta da Ventosa como pertencente, total ou em parte, ao Tremadociano.

Segundo OLIVEIRA *et al.* (1992), os conglomerados e brechas da Formação da Quinta da Ventosa sugerem uma certa irregularidade topográfica no ambiente deposicional, com o aparecimento local de escarpas de falhas, na base das quais se terão desenvolvido leques aluvionares, deltaicos ou mesmo submarinos profundos.

• **Formação Quartzítica** (O_{QA})

A extensa sequência transgressiva correspondente à Formação do Quartzito Armoricano, que ocupa vastas extensões no Maciço Armoricano da Bretanha e no Noroeste da Ibéria, recebe a designação de Formação Quartzítica na região de Trás-os-Montes Oriental (RIBEIRO, 1974). É constituída por uma alternância de quartzitos e xistos, repousantes sobre o CXG em discordância angular e cuja idade é considerada do Arenigiano, embora o topo da sequência possa atingir o Landeiliano no Domínio do Douro Inferior (RIBEIRO, 1974). Alguns níveis de quartzitos desta formação, em geral os níveis superiores, concentram importantes depósitos de óxidos de Fe (hematíticos e/ou magnetíticos), de que constitui exemplo o jazigo de ferro de Moncorvo, considerado um dos maiores da Europa Ocidental, com 700 Mt de minério e teores médios de 36,4% de Fe (RIBEIRO e REBELO, 1971, citados em REBELO e ROMANO, 1986).

Na região considerada, reconhecem-se as seguintes subdivisões da Formação Quartzítica (RIBEIRO, 1974; REBELO e ROMANO, 1986):

- Quartzitos inferiores

Membro constituído por uma alternância de quartzitos compactos e, por vezes, impuros, de grão médio e grosseiro, e xistos de coloração cinzento-escura a rosada, em leitos bem desenvolvidos, de espessura decimétrica a métrica, com desenvolvimento local de um conglomerado de base.

- Xistos intermédios

Alternância, à escala centimétrica, de xistos e xistos psamíticos, com intercalações raras e pouco espessas de quartzitos, mais frequentes no topo da série.

- Quartzitos superiores

Membro formado por leitos de espessura média a grosseira (métrica) de quartzitos compactos, de grão médio, alternantes com níveis pelíticos e psamíticos bem definidos, mas menos frequentes do que no membro anterior. Nalgumas áreas, alguns dos leitos quartzíticos passam lateralmente a minério de ferro. Muito localmente, podem conter intercalações de conglomerados.

- **Formação Xistenta** (Ox) (RIBEIRO, 1974)

Sequência uniforme e monótona de xistos ardosíferos, por vezes carbonosos e ricos em cubos e nódulos de pirite e, mais raramente, em nódulos siliciosos.

Esta unidade, que se segue à Formação Quartzítica, revelou-se produtiva do ponto de vista paleontológico, permitindo atribuir-lhe uma idade do Landeiliano – Lanvirniano, através de fósseis de trilobites e braquiópodes (REBELO e ROMANO, 1986). Na região considerada, aflora apenas na porção NW do mapa apresentado na figura 6, não sendo, pois, afectada pelas intrusões dos maciços de Bruçó e Fonte Santa.

2.3 As rochas graníticas

O conjunto de granitóides da região de Miranda do Douro - Mogadouro tem como núcleo central o Domo Gnáissico de Tormes (VIRUETE, 1999). Trata-se de um domo térmico mais vasto que engloba, na parte correspondente ao território de Portugal, o maciço de granitóides pré-Variscos de Miranda do Douro e todo o cortejo de granitóides Variscos situados ao longo da fronteira com Espanha, entre Miranda do Douro e Bruçó. Consta de um núcleo de ortognaisses ocelados e migmatitos indiferenciados, enquadrados por paragnaisses, leucogranitos quartzo-feldspáticos, leucogranitos com granada e, mais escassamente, por ortognaisses tonalítico-trondjemíticos. Na envolvente do domo, desenvolvem-se processos de fusão crustal com formação de migmatitos e granitos peraluminosos, em que se inserem os maciços de Bruçó e Fonte Santa.

2.3.1 Granito de Bruçó (γ_4^1)

Constitui um corpo intrusivo alinhado na direcção WNW-ESE, que se desenvolve em território espanhol a sul de Aldeadávila, ocupando uma superfície de cerca de 10 Km de extensão por 4 Km de largura. O maciço é nitidamente alóctone e circunscrito e a sua disposição geométrica é subparalela à orientação média dos eixos dos dobramentos gerados na 3ª fase de deformação Varisca, ocupando o núcleo de um antiforma desta fase: o antiforma de Fonte Santa.

Trata-se de um granito de duas micas, de grão médio a grosseiro, com tendência porfiroide, revelada pela presença de megacristais de feldspato potássico, a maior parte das vezes

esparcos e de pequena dimensão. As características de campo apontam para uma relativa homogeneidade textural e de composição mineralógica. Observam-se, apenas, algumas variações locais no tamanho do grão e na frequência e tamanho dos megacrists de feldspato potássico, cuja dimensão maior pode variar entre os 2 e os 5 cm.

No decurso do reconhecimento geológico efectuado, esta fácies granítica revelou-se desprovida de encraves de natureza metassedimentar, sendo, contudo, vulgar a ocorrência de bolsadas pegmatíticas com turmalina, bandados biotíticos de tipo *schlieren* e alguns pequenos encraves de aplito turmalínico.

Frequentemente, o maciço apresenta-se recortado por um cortejo filoniano de enchimentos quartzosos, aplíticos e aplo-pegmatíticos, com orientações variáveis entre NE-SW, NNE-SSW e WNW-ESE. Os sistemas mais frequentes tem a orientação NNE-SSW (N10°E a N20°E) e apresentam enchimentos quartzosos. O sistema NE-SW (N50°E) é representado por um extenso filão de quartzo esbranquiçado, que, conforme já foi referido, forma cristas alongadas de erosão diferencial no interior do maciço granítico. O sistema WNW-ESE (N120°E a N130°E) é essencialmente representado por filões aplíticos e aplopegmatíticos, ricos em turmalina, com espessuras que atingem os 25 cm.

O abundante cortejo filoniano e a frequente ocorrência de fases pneumatolíticas a hidrotermais na própria massa do granito, características de terreno comuns aos restantes granitos de duas micas e peraluminosos da Cadeia Hercínica, levanta a questão do importante papel desempenhado pelos fluídos na sua génese.

O **granito de Bruçó** não apresenta foliação penetrativa, embora possa ser observável uma lineação muito fruste, que se materializa pelo alinhamento da dimensão maior dos megacrists de feldspato potássico. Sempre que tal lineação se reconhece, ela dispõe-se segundo uma orientação média de WNW-ESE (N70°W a N87°W), sendo, portanto, subparalela aos eixos das dobras D₃ do encaixante. A instalação deste maciço deverá, pois, considerar-se tardia relativamente à 3ª fase de deformação Varisca.

O maciço é praticamente desprovido de cobertura vegetal e apresenta uma morfologia suave, aplanada, com fracturação bastante esparsa. O diaclasamento observado no maciço distribui-se, sobretudo, por duas famílias subverticais, quase ortogonais entre si, com

direcções N10°E e N110°E (fig. 7). São ainda visíveis outras famílias de fracturação subvertical, oblíquas em relação àqueles dois sistemas, e uma fracturação sub-horizontal mais esparsa, subparalela à superfície topográfica. Estes últimos representam, provavelmente, sistemas superficiais de exfoliação do maciço.

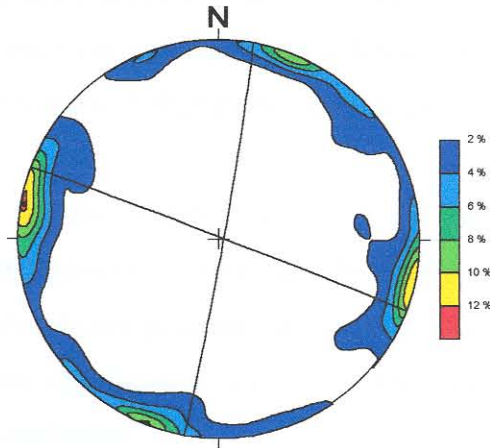


Fig. 7 Diagrama de densidades de pólos do diaclasamento observado no maciço granítico de Bruçó (n=119). Os traços estereográficos representados referem-se às atitudes médias dos sistemas mais frequentes: N10°E, 88°SE e N110°E, 89°NE.

Os espaçamentos existentes entre as diaclases subverticais mais expressivas apresentam, por vezes, grandeza considerável, o que, permitindo a extração de blocos bem dimensionados, favorece a exploração de granito para fins ornamentais, dando bons rendimentos de exploração. Este facto, aliado à orientação mútua favorável dos principais sistemas de diaclasamento, bem como à relativa homogeneidade da rocha, justifica o recente interesse na sua exploração industrial, com a abertura de uma pedreira na região.

As principais famílias de diaclases subverticais são concordantes com os sistemas de desligamento frágil tardi-Variscos a Alpinos, de orientações NNE-SSW (sistema senestre) e WNW-ESE (sistema dextro). A este sistema de desligamentos conjugados encontra-se associado um campo de tensões, em que a tensão compressiva máxima se orienta segundo uma orientação média N-S a NNW-SSE (RIBEIRO *in* RIBEIRO *et al.*, 1979; RIBEIRO *et al.*, 1988).

No decurso dos nossos trabalhos de campo, foi possível detectar a presença de cisalhamentos frágeis de orientação N10°E, com uma componente de desligamento horizontal esquerdo, concordante com o campo de tensões vigente em D₄. Verificou-se também que os filões de quartzo de orientação NNE-SSW (N10°E a N20°E) que cortam o granito de Bruçó apresentam estrias indicativas de movimentação igualmente esquerda. Tal como foi observado por RIBEIRO (1974), as direcções de fracturação regional NNE-SSW mostram um espaçamento muito constante e são acompanhadas por filões de quartzo brechificados e estriados, o que permite admitir que estas fracturas correspondem a fendas de tracção geradas em D₃ e, posteriormente, retomadas em D₄ como desligamentos frágeis esquerdos.

Conforme referimos, o granito de Bruçó constitui um maciço alóctone, claramente intrusivo nas formações metassedimentares envolventes do Câmbrico e Ordovícico. A auréola de metamorfismo de contacto provocada pela intrusão abrange, segundo CONDE *et al.*, 1971, uma zona de corneanas e xistos mosqueados com andaluzite, por vezes quistolite, e uma zona exterior, larga, de xistos com biotite.

2.3.2 Granito de Fonte Santa (γ_3^1)

O pequeno plutonito de Fonte Santa constitui uma cúpula de leucogranito moscovítico, de grão médio a fino, por vezes com turmalina. Aflora em dois pequenos retalhos, com uma área total de aproximadamente 0,47 Km², a uma distância média de 480 m para NW do maciço de Bruçó. No terreno, o granito de Fonte Santa apresenta uma textura e composição relativamente homogéneas, que apenas são perturbadas localmente pelas diferenças encontradas na percentagem de turmalina, por vezes muito abundante, outras vezes totalmente ausente.

O granito apresenta uma textura plano-linear de orientação média N80°W, subvertical, concordante com o plano axial das dobras D₃ do encaixante metassedimentar. Tal foliação revela-se por uma orientação preferencial dos planos (001) das moscovites e é nitidamente de origem tectónica, conforme é demonstrado pela sua posição transgressiva relativamente aos contactos com as rochas metassedimentares envolventes. A foliação do granito de Fonte Santa é, contudo, mais frequente em determinados sectores, geralmente nas zonas mais próximas dos bordos da intrusão.

O diaclasamento observado no maciço distribui-se por dois sistemas subverticais, com orientações médias N9°E e N97°E (fig. 8). Tal como no granito de Bruçó, tais sistemas de diaclasamento são sub-paralelos aos grandes desligamentos tardi-hercínicos. Contudo, o sistema de orientação NNE-SSE, perpendicular aos eixos das dobras D₃, apresenta uma frequência e extensão bem mais importantes do que no caso do maciço anterior. Admite-se, do mesmo modo, que esta família de fracturas frágeis terá tido a sua origem como fendas de tracção de D₃, associadas à actuação do cisalhamento de Moncorvo-Bemposta, com o qual a instalação dos dois maciços graníticos se encontra estreitamente relacionada.

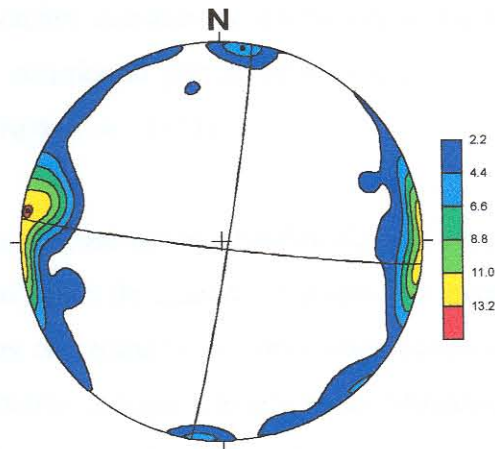


Fig. 8 Diagrama de densidades de pólos do diaclasamento observado no maciço granítico de Fonte Santa (n=91). Os traços estereográficos representados referem-se às atitudes médias dos sistemas mais frequentes: N9°E, 87°SE e N97°E, 87°SW.

A morfologia do maciço granítico de Fonte Santa é fortemente condicionada pelo sistema de diaclases subverticais mais frequente (NNE-SSW), por vezes de espaçamentos muito curtos, que o subdivide em fatias verticais. Impõe-se, assim, na região dominada pelos xistos do Paleozóico inferior, constituindo um pequeno relevo de erosão diferencial, com forte controlo tectónico e, naturalmente, litológico.

O granito de Fonte Santa é intrusivo nos metassedimentos da Formação Quartzítica atrás mencionada, formando uma auréola de metamorfismo de contacto muito estreita, que,

segundo CONDE *et al.* (1971), é constituída por uma zona interior de corneanas e xistos mosqueados com andaluzite e uma exterior, de xistos com biotite.

2.4 As mineralizações

O estudo sistemático das mineralizações não faz parte do âmbito do nosso trabalho, que se centrou essencialmente na caracterização das fácies graníticas. No entanto, achamos importante proceder ao seu enquadramento geológico-estrutural, por forma a melhor contribuir para o estabelecimento do modelo metalogénico responsável pela sua deposição.

O jazigo de scheelite de Fonte Santa (Lagoaça) constitui na região considerada o mais importante depósito de tungsténio. Localiza-se a cerca de 250 m do granito de Fonte Santa, no sentido noroeste. As mineralizações constam de enchimentos filonianos de tipo *stockwork*, com uma paragénese simples, constituída por quartzo, feldspato, turmalina, mica, scheelite, volframite, pirite e siderite (CONDE *et al.*, 1971).

As explorações mineiras encontram-se abandonadas há aproximadamente duas décadas e incidiram, sobretudo, nos filões de quartzo referidos, em pequenas galerias que os seguem em direcção. Os registos das respectivas concessões mineiras existentes na Direcção-Regional de Economia do Norte (antiga Circunscrição Mineira), referem-se, também, à existência de explorações aluvionares nos leitos das ribeiras que correm na área.

No local, pudemos verificar que, pelo menos, alguns dos filões mineralizados se encontram dobrados pela 3ª fase de deformação Varisca. O encaixante do *stockwork* mineralizado em scheelite é constituído por um xisto carbonoso, de coloração cinzento-azulada (xistos intermédios da Formação Quartzítica), parecendo sugerir a existência de um controlo litológico na génese do jazigo.

Os trabalhos que RIBEIRO e REBELO (*s/d*) efectuaram nas minas de Fonte Santa e transmitidos em CONDE *et al.* (1971), apontam para a presença de dois sistemas de filões mineralizados, em que apenas um deles, mais antigo, se encontra deformado, devendo associar-se ao cortejo filoniano pertencente ao granito de Fonte Santa. Segundo estes autores, a faixa mineralizada, possui uma espessura média de 200 m, extensão de cerca de 1500 m e estende-se, na direcção ENE-WSW.

2.5 Síntese do enquadramento geológico-estrutural

O contexto tectónico em que se inserem os granitos de Bruçó e Fonte Santa é fortemente determinado pela actuação do **cisalhamento de Moncorvo-Bemposta**. Trata-se de uma faixa de cisalhamento transcorrente, sinistrógiro, com cerca de 5 km de largura e direcção ENE-WSW, em que o ramo norte passa por Bemposta e o ramo sul, por Aldeadávila (fig. 9).

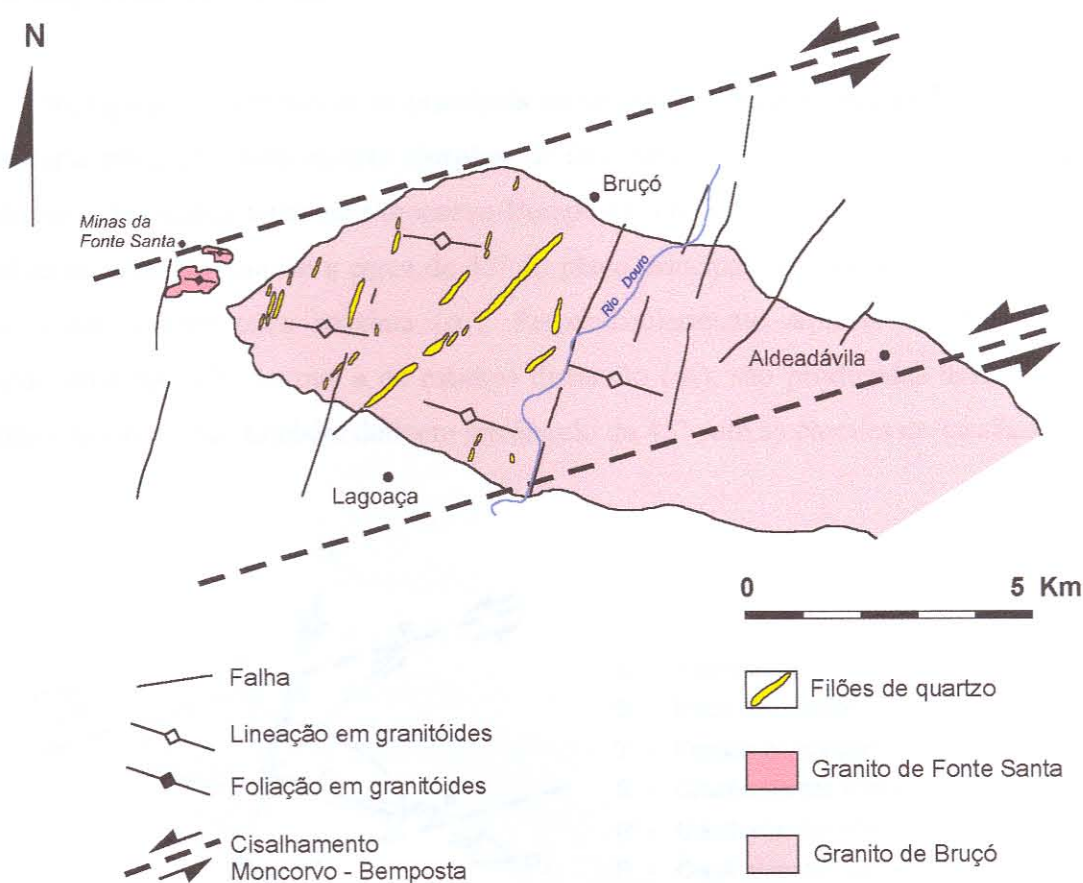


Fig. 9 Mapa esquemático ilustrativo da posição geográfica dos maciços graníticos de Fonte Santa e Bruçó, relativamente à faixa de cisalhamento de Moncorvo-Bemposta, de orientação média N75°E. O prolongamento do maciço de Bruçó em território espanhol e a posição do cisalhamento nessa área foram representados com base na cartografia apresentada por VIRUETE (1999).

Na dependência dos cisalhamentos encontram-se sempre estruturas associadas, que se dispõem segundo orientações precisas relativamente ao plano geral de deslocamento máximo. A disposição geométrica dessas estruturas, dependente do sentido do movimento do cisalhamento principal e do tipo de deformação que lhe está associada, foi estudada por vários

autores, muitas vezes recorrendo a abordagens experimentais, outras vezes a simples observações de terreno (p. ex. TCHALENKO, 1970; GAMOND e GIRAUD, 1982). Uma síntese sobre as estruturas secundárias que podem ser originadas em falhas maiores de desligamento horizontal pode ser encontrada em SYLVESTER (1988) e em WOODCOCK e SCHUBERT (1994). Por sua vez, PEREIRA *et al.* (1993) resumem as principais estruturas secundárias associadas às zonas de cisalhamento dúctil da Zona Centro-Ibérica, relacionando-as com as diferentes fases de deformação Varisca e com o tipo de deformação encontrado: cisalhamento puro, cisalhamento simples ou transpressão.

Na figura 10 ilustram-se as principais estruturas secundárias que podem ser desenvolvidas numa zona de **cisalhamento simples**, de desligamento esquerdo, com a orientação média da zona de cisalhamento de Moncorvo-Bemposta. Os planos de foliação, as xistosidades e as falhas inversas formam-se a cerca de 45° do plano principal, numa orientação perpendicular à da tensão compressiva máxima (σ_1). Perpendicularmente àquelas estruturas, ou seja, segundo uma direcção normal à da máxima distensão (σ_3), são produzidas fendas de tracção ou falhas normais, que também definem um ângulo de 45° com as paredes do cisalhamento.

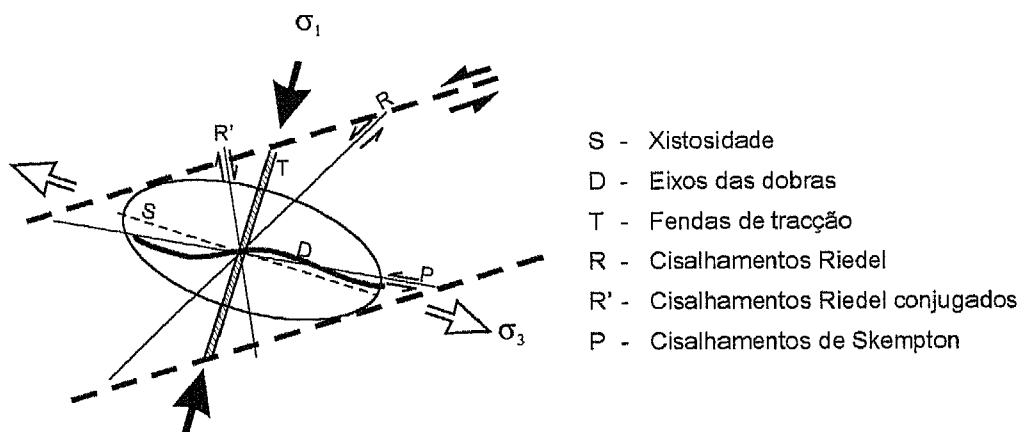


Fig. 10 Principais estruturas geradas numa zona de cisalhamento simples esquerdo e orientação da elipse de deformação horizontal.

Os cisalhamentos secundários de Riedel (R), sintéticos, com o mesmo movimento do cisalhamento principal, localizam-se a um ângulo de 15° a 20° com os limites daquele e admitem a presença de sistemas conjugados (R'), antitéticos, a ângulos variáveis entre 60° e 75° com os mesmos limites. Estes últimos são muito menos frequentes que os anteriores, o que pressupõe a existência de um desenvolvimento preferencial do sistema de cisalhamentos

secundários cujo sentido de movimento é concordante com o deslocamento geral da zona de cisalhamento principal (sistema sintético). Em zonas de cisalhamento de grande amplitude, podem ainda desenvolver-se fracturas P, ou de Skempton, com um movimento no mesmo sentido do cisalhamento maior.

No caso do **cisalhamento Moncorvo-Bemposta**, que, como se disse no capítulo anterior, controla a implantação dos granitóides estudados, salienta-se uma vez mais que o anti-forma de Fonte Santa, com orientação média WNW-ESE, constitui uma das estruturas subordinadas ao cisalhamento. Conforme referem PEREIRA *et al.* (1993), os dobramentos de D₃, de plano axial subvertical e eixos sub-horizontais, têm geometria em *échelon* relativamente aos planos de cisalhamento. A deformação da 3ª fase obedece, segundo os mesmos autores, a um padrão de deformação heterogénea, que combina cisalhamento simples, heterogéneo, com redução de volume junto aos planos de cisalhamento. Nos blocos situados entre estes planos de descontinuidade, distanciados da sua zona de influência, podem atingir-se regimes de achatamento puro.

Temos, assim, que o granito de Fonte Santa, conforme se pode inferir da intensa foliação que apresenta, penetrativa à escala do maciço, regista fortemente os efeitos de D₃, colhendo a influência do cisalhamento de Moncorvo-Bemposta, dada a sua situação geométrica, proximal relativamente aos limites do mesmo. Quanto ao granito de Bruçó, a geometria geral do maciço obedece a um padrão de cisalhamento simples heterogéneo, de um corpo situado na parte interna da faixa de cisalhamento, tendo sofrido, por esse facto, fraco achatamento e escassa deformação.

As mineralizações scheelíticas de Fonte Santa, apesar de constituírem uma rede de filões ramificados de tipo *stockwork*, colhem igualmente a influência da proximidade ao cisalhamento de Moncorvo-Bemposta, manifestada pelo dobramento de alguns filões mineralizados.

O **cisalhamento de Moncorvo-Bemposta** deverá ter começado a actuar precocemente, em regime transtensivo, facilitando assim a instalação dos granitos. Posteriormente, é reactivado segundo o regime de achatamento de D₃ e são geradas dobras *en échelon* nas rochas metassedimentares do encaixante, de plano axial subvertical e eixos sub-horizontais. As direcções médias dos planos axiais e eixos das dobras de 3ª fase (N70°W a N80°W),

concordantes com as assumidas pelas foliações e lineações cartografadas nos granitóides, são perpendiculares à direcção da tensão compressiva máxima (σ_1) no local. Perpendicularmente àquelas direcções, desenvolvem-se os sistemas de fendas de tracção de orientação NNE-SSW, responsáveis pelos principais filões de quartzo e pela fracturação frágil dominante nos dois maciços graníticos. A tensão compressiva máxima (σ_1) deverá orientar-se segundo a bissectriz dos cisalhamentos conjugados ENE-WSW e NW-SE, ou seja, segundo uma direcção NE-SW a NNE-SSW (IGLÉSIAS e RIBEIRO, 1981).

Os filões de orientação média N50°E, desenvolvidos a cerca de 25° das paredes do cisalhamento Moncorvo-Bemposta, sugerem uma origem precoce, provavelmente relacionada com uma fase de regime transtensivo. Com efeito, as estruturas associadas às zonas de cisalhamento adquirem, muitas vezes, um padrão geométrico que se afasta do atrás exposto para o caso de cisalhamento simples (fig. 10), em virtude de se tratar de zonas de deformação oblíqua, com componentes de achatamento (no caso de **transpressão** ou cisalhamento convergente) e de distensão (no caso de **transtensão** ou cisalhamento divergente). Os regimes transtensivos obrigam a que o maior dos eixos da elipse de deformação horizontal se desenvolva a ângulos superiores relativamente aos limites do cisalhamento, do que no caso de cisalhamento simples (WOODCOCK e SCHUBERT, 1994). Assim, nos regimes de transtensão as foliações, eixos de dobras e falhas inversas desenvolver-se-ão a ângulos superiores a 45° com as fronteiras do cisalhamento. Por seu lado, as fendas de tracção, coincidentes com o menor dos eixos da elipse de deformação, tenderão a formar ângulos inferiores a 45° com os mesmos limites.

Nos tempos tardi-hercínicos, dar-se-á a rotação da tensão compressiva máxima de uma direcção próxima de NE-SW para N-S a NNW-SSE, e são retomadas as direcções de fraqueza anteriormente geradas, mas agora com outro tipo de movimentação. Assim, as direcções NNE-SSW passam a ter desligamentos esquerdos em D₄, conforme pôde ser observado no local.

O modelo tectónico sucintamente apresentado, permite, assim, explicar a evolução e mecanismos de instalação dos granitos de Bruçó e Fonte Santa e da rede filoniana que lhes está associada.

3 PETROGRAFIA

3.1 Granito de Bruçó

Este litotipo pode definir-se, em termos cartográficos, como um granito de duas micas, porfiróide, de grão médio a grosseiro. As características de terreno apontam para uma relativa homogeneidade textural e composicional, apenas perturbada localmente pela ocorrência esporádica de acumulações de megacristais de feldspato potássico, bolsadas aplito-pegmatíticas, *schlieren* biotíticos e encraves de natureza aplítica. A sua instalação deverá considerar-se tardia relativamente ao máximo desenvolvimento de D₃.

3.1.1 Características texturais

A matriz da rocha não apresenta textura orientada aparente. A escassa deformação que afectou o granito exprime-se, em termos macroscópicos, pelo alinhamento frustre das dimensões maiores dos megacristais de feldspato potássico que, como vimos, seguem uma orientação média concordante com a deformação D₃ do encaixante metassedimentar.

Ao microscópio óptico, a textura exibida é porfiróide de matriz hipautomórfica inequigranular, em que a geração megacristalina é representada por microclina pertítica. São exibidos alguns sinais de ligeira deformação mecânica de tipo cataclástico, tardi a pós-cristalina, evidenciada sobretudo pelos grãos de quartzo, de que se salientam (foto 1):

- bordos cristalinos ligeiramente indentados, por vezes denotando sub-granulação;
- presença de lamelas de deformação com orientação óptica distinta;
- extinção ondulante;

3.1.2 Descrição mineralógica

O estudo petrográfico ao microscópio óptico revelou a seguinte composição mineralógica: quartzo + plagioclase + feldspato potássico + moscovite + biotite ± clorite ± apatite ± zircão ± monazite ± rútilo ± silimanite ± turmalina ± ilmenite ± calcite.

O **quartzo** constitui o componente mineralógico mais abundante e ocorre sob aspectos texturais distintos. Frequentemente, dispõe-se em agregados xenomórficos bem desenvolvidos, ocupando posições intergranulares relativamente aos restantes minerais.

Estes agregados de quartzo de maiores dimensões apresentam-se relativamente fracturados, com fracturas por vezes preenchidas por material sericítico. O quartzo mais precoce ocorre como inclusões globulares ou de contornos irregulares, no seio dos cristais de feldspato potássico. O quartzo tardio é de reduzidas dimensões, formando associações vermiculares com a moscovite (simplectites) e com a plagioclase sódica (mirmequites), em particular no contacto entre aqueles minerais e os megacristais de feldspato potássico (fotos 2 e 3).

A **plagioclase** é, fundamentalmente, albite-oligoclase a oligoclase e exhibe com frequência zonamentos internos reveladores de mudanças composicionais ao longo do cristal (foto 4). Os zonamentos seguem a tendência normal, com núcleos mais enriquecidos em molécula anortítica, de composições correspondentes a oligoclase e oligoclase-albite, e orlas de conteúdo fortemente albitico. Os cristais, de morfologia subédrica a euédrica, ocorrem isolados na matriz da rocha ou em inclusões poiciliticas na microclina. Apresentam bem definida a macla segundo a lei da albite, a que por vezes se associa a macla de Carlsbad. Em regra, a plagioclase apresenta-se sericitizada, moscovitizada e, mais raramente, caulinizada.

A sericitização e moscovitização das plagioclases é um processo generalizado e, na maior parte dos casos, ocorre sobretudo nos núcleos dos cristais, em que se pode detectar a presença, embora rara, de calcite associada. Noutros casos, ocorrem pequenas plagas de moscovite que ocupam direcções cristalográficas preferenciais na plagioclase. Embora de menores dimensões e com uma frequência claramente inferior, não deixam, contudo, de ocorrer cristais de albite praticamente inalterados, muito límpidos e com geminação polissintética bem desenvolvida, sobretudo como inclusões poiciliticas nos megacristais de microclina.

Os cristais de plagioclase com forte zonamento interno e intensa sericitização centrífuga corresponderão à geração mais precoce (plagioclase I), a que se seguem as orlas de composição mais sódica e os cristais límpidos, bem maclados, por vezes com mirmequites associadas (plagioclase II).

O **feldspato potássico** ocorre sob várias formas, sendo a geração megacristalina representada fundamentalmente por microclina pertítica. Exhibe o axadrezado típico da coexistência simultânea de maclas segundo as leis da albite e da periclina, embora também seja comum a macla de Carlsbad, associada às anteriores. As pertites apresentam-se principalmente sob a forma venular e em retalhos dispersos (foto 5). Os megacristais, de tendência euédrica,

apresentam textura poicilítica, apresentando inclusos os restantes minerais da associação mineralógica.

Na matriz da rocha são também visíveis cristais de microclina em posição intergranular, em geral subédricos a anédricos, e apresentando melhor desenvolvido o padrão reticulado característico da geminação polissintética (foto 6). Mais raramente, ocorre, ainda, um feldspato potássico de tipo ortose, caulinzado e praticamente desprovido de geminação. A passagem de um estado estrutural a outro não é invulgar, coexistindo num mesmo cristal domínios monoclinicos (ortose), sem geminação polissintética aparente, e domínios triclinicos, nos quais se observa o início do desenvolvimento de maclas polissintéticas em xadrez (microclinização).

Dependendo do grau de alteração no *subsolidus* manifestado pelas amostras estudadas, é possível, por vezes, observar o desenvolvimento de microclina a partir de cristais de plagioclase precoce, em regra sericitizados, o que pressupõe a existência de uma fase de feldspatização potássica tardia, posterior à acidificação inicial das plagioclases (fotos 7 e 8).

A **moscovite** primária encontra-se bem distribuída na rocha, ocorrendo em plagas bem desenvolvidas, de morfologia idiomórfica a subidiomórfica, com contornos nítidos (foto 1). Frequentemente, encontra-se associada a cristais de biotite e/ou clorite. Quando em associação com a biotite, a moscovite exhibe, por vezes, relíquias deste mineral no interior dos seus cristais (fotos 1 e 9). Estas associações moscovite-biotite, em continuidade óptica uma com a outra e com paralelismo das clivagens podem ser interpretadas como intercrescimentos quase simultâneos das duas fases minerais. Não apresentam o carácter evidente de substituição secundária, tardi-magmática, que tem, por exemplo, a moscovitização da plagioclase citada atrás. Admite-se, pois, uma origem primária, magmática, para esta geração de moscovite intercrescida com a biotite.

Cabe aqui abrir um parêntesis acerca dos critérios que têm sido usados para a determinação do carácter primário ou secundário das moscovites. Se bem que a moscovite secundária seja, em regra, bem distinguida pelo seu aspecto finamente granular (sericite) ou pela posição que ocupa relativamente aos cristais que substitui, por outro lado, o reconhecimento da sua natureza primária, magmática, é, por vezes, extremamente dificultado pelo profundo grau de alteração no *subsolidus* apresentado por alguns granitos. A origem e a natureza da moscovite foi um assunto intensamente debatido nos últimos anos, principalmente na década de oitenta,

tendo surgido critérios de índole variada para estabelecer a distinção entre moscovites primárias e secundárias: texturais, químicos, paragenéticos. A questão central reside em saber se a moscovite é, ou não, um mineral de origem ígnea, questão cuja solução apresenta evidentes repercussões petrogenéticas no conhecimento da natureza química das regiões fonte dos granitos. Efectivamente, o interesse no estudo da moscovite de origem magmática tem aumentado, uma vez que os fundidos peraluminosos podem ser usados como indicadores da presença de protólitos de natureza aluminosa ou sedimentar. Por outro lado, conforme salienta SPEER (1984), a moscovite primária só ocorre em fundidos peraluminosos, nos quais o excesso de alumina é dirigido para a sua formação ou para a formação de minerais igualmente aluminosos, tais como silicatos de alumínio, biotite aluminosa, cordierite, corindo, turmalina, topázio ou granada. As rochas metaluminosas não possuem alumina suficiente para a formação destes minerais, pelo que a moscovite que possam conter é sempre considerada de origem secundária.

A utilização isolada de qualquer um dos critérios atrás referidos para a determinação da natureza da moscovite pode não ser conclusiva. Reservamos para o capítulo seguinte o estudo da natureza química das moscovites e da sua importância petrogenética, que tentaremos conjugar com os dados provenientes da observação petrográfica. Quanto aos critérios texturais, de acordo com MILLER *et al.* (1981) e MONIER *et al.* (1984) e seguindo, ainda, a síntese apresentada por SPEER (1984), são vulgarmente consideradas como primárias as moscovites cujos cristais:

- exibam frequentemente dimensão plurimilimétrica, comparável às das restantes fases minerais de indubitável carácter primário;
- apresentem contactos nítidos com os restantes minerais;
- possuam, de preferência, forma euédrica a subédrica (muitas vezes, losângica);
- não revelem texturas reaccionais com outros minerais, ou seja, não incluam nem estejam incluídas num mineral do qual se possam ter formado por alteração (por exemplo, feldspatos, silicatos de alumínio), podendo, no entanto, conter raras inclusões de apatite, zircão ou biotite;
- estejam incluídos numa rocha com textura ígnea nítida, inalterada (na maior parte dos casos, hipautomórfica granular);
- sejam relativamente abundantes na rocha, repartindo-se de forma homogénea.

Os critérios texturais referidos permitem-nos, de facto, atribuir uma origem claramente primária a uma parte da moscovite ocorrente no granito de Bruçó. Reconhece-se, contudo, a presença igualmente considerável de moscovite secundária, resultante sobretudo da substituição das plagioclases, principalmente no núcleo daqueles cristais, nas vénulas micropertíticas ocorrentes na microclina e aproveitando planos de clivagem ou de faces cristalográficas daqueles minerais.

A **biotite** é geralmente anédrica e apresenta bordos corroídos. Tem coloração castanha avermelhada e é fortemente pleocróica, variando de castanho escuro - avermelhado ($\beta = \gamma$) a tons amarelados muito claros, por vezes incolores (α). Frequentemente, possui inclusões de apatite, monazite, zircão, rútilo e ilmenite. Os halos pleocróicos são muito abundantes, envolvendo cristais de monazite e zircão. As inclusões destes minerais na biotite materializam, por vezes, zonas de crescimento (foto 10). A cloritização pseudomórfica da biotite é generalizada, começando por se dar nos planos de clivagem, e, em regra, é acompanhada da exsudação de rútilo e ilmenite. Alguns cristais encontram-se totalmente alterados para clorite, com cores de interferência típicas da variedade penina (*"azul Berlim"*).

Os minerais acessórios primários, tais como a apatite, a monazite, o zircão e a ilmenite, encontram-se fundamentalmente distribuídos como inclusões no seio dos cristais de biotite. A **apatite** constitui um acessório muito frequente no granito de Bruçó, ocorrendo geralmente com forma subédrica a euédrica, em hábitos prismáticos alongados e também em secções transversais, pseudo-hexagonais. Para além de uma geração de apatite precoce, inclusa nos cristais de biotite, apresentando hábitos prismáticos mais frequentes e menores dimensões, ocorre ainda uma geração mais tardia, que também se difunde pela matriz da rocha. Esta última apresenta-se em cristais intensamente fracturados, de tendência anédrica, com forma grosseiramente arredondada, encontrando-se tanto em associação com a biotite e moscovite, como dispersos pela matriz da rocha. São vulgares as inclusões de zircão e/ou monazite no seio destes cristais de apatite de cristalização posterior.

O **zircão** ocorre em inclusões subédricas a anédricas no interior da biotite, formando halos pleocróicos, e, mais raramente, disperso na matriz. Apresenta hábitos prismáticos, dimensões reduzidas e é relativamente pouco frequente. Por vezes, ocorrem cristais de maiores dimensões, apresentando-se, então mais fracturados e com morfologia anédrica.

A **monazite** constitui um acessório primário, ocorrendo sob a forma de inclusões de morfologia arredondada a prismática no seio dos cristais de biotite, com produção de halos pleocróicos de alteração metamítica. A sua presença foi confirmada por análise qualitativa à microsonda electrónica.

A **turmalina** é rara, apresentando pleocroísmo amarelo-acastanhado (ω =castanho amarelado, ϵ =castanho claro), esporadicamente azulado (ω =azul esverdeado, ϵ =amarelo claro). Ocorre, sobretudo, em cristais anédricos a subédricos, intersticiais, em geral associados a plagas de moscovite e biotite, podendo também incluir grãos de quartzo, clorite e feldspato potássico (foto 11).

A **calcite** é muito rara, tendo sido observada apenas em núcleos muito alterados de plagioclase ou em pequenas vénulas, onde teve lugar a acidificação da plagioclase, resultando o Ca excedente na formação de calcite.

A **silimanite** foi observada sob a forma de diminutas agulhas incolores a levemente esverdeadas inclusas nos grãos de quartzo e, mais raramente, em cristais de plagioclase e de moscovite. A sua presença em palhetas de moscovite com características texturais claramente magmáticas, leva-nos a atribuir uma origem igualmente primária para este mineral.

As inclusões aciculares de **rútilo** ocorrem invariavelmente associadas às zonas de mais intensa cloritização da biotite, representando, juntamente com alguma da **ilmenite** observada, fases minerais cuja origem está associada à exsudação do titânio proveniente da cloritização da biotite, que não é incorporado na clorite resultante.

Os minerais opacos são muito raros e são constituídos quase exclusivamente por **ilmenite**. A ilmenite mais precoce, primária, encontra-se associada à biotite, sob a forma de inclusões anédricas. A mais tardia é produzida pela substituição da biotite por clorite. À microsonda electrónica, foi ainda possível detectar a presença muito rara de sulfuretos associados à biotite, nomeadamente **pirite** a preencher planos de clivagem daquele mineral e **calcopirite**, sob a forma de inclusões.

3.1.3 Sequência de cristalização

A observação das relações texturais e paragenéticas existentes entre os diversos minerais constituintes de uma rocha ígnea, aliada ao conhecimento prévio das condições físico-químicas que presidem à sua formação nos magmas ou fundidos silicatados, permite

estabelecer uma cronologia das várias etapas de cristalização, constituindo um desafio irrecusável para qualquer petrólogo. Contudo, convém não desprezar as dificuldades que subsistem na condução de interpretações texturais fidedignas, que permitam, de um modo claramente irrefutável e inequívoco, atribuir o final da cristalização de uma dada fase ou fases minerais e o início da formação de outras. Assinale-se, por exemplo, o facto de muitos minerais presentes nos granitos revelarem uma história de cristalização mais simultânea do que sequencial. Outros há cuja formação é muito dilatada no tempo, desde etapas muito precoces a estádios tardios. As alterações tardi a pós-magmáticas no domínio *subsolidus* poderão também contribuir para aumentar o grau de incerteza com que se interpretam as texturas, mascarando as texturas originais resultantes da cristalização magmática.

No caso do granito de Bruçó, reconhece-se uma fase precoce de cristalização, na qual se terão formado os acessórios zircão, monazite, apatite e ilmenite, inclusos em cristais de biotite. A apatite começa a formar-se nesta fase, sob a forma de cristais de hábito prismático, subédricos a euédricos, incluídos na biotite. Contudo, a sua cristalização prossegue até estádios mais tardios, revelando, então, cristais de grandes dimensões, por vezes anédricos e sub-arredondados, em regra dispersos pela matriz da rocha e com inclusões de zircão e/ou monazite.

Posteriormente, cristalizam a biotite e a plagioclase I, de composição próxima da oligoclase. Verifica-se que a biotite deverá ser um dos primeiros minerais a cristalizar, atendendo à maior frequência de inclusões de acessórios, de origem magmática e igualmente precoces, no seio dos seus cristais. No entanto, a sua formação prossegue no tempo até fases mais tardias. Segue-se, de perto, a cristalização de moscovite primária, em associação estreita com a biotite, e de feldspato potássico, com tendências subédricas a euédricas. A moscovite inicia a sua cristalização praticamente em simultâneo com a biotite, como se denota da existência de intercrescimentos entre os dois minerais, em perfeita continuidade óptica, prosseguindo até estádios mais tardios do que aquele mineral.

As etapas tardias da fase magmática de cristalização dos minerais dão-se com a nucleação de cristais intersticiais anédricos (feldspatos e quartzo) e com o desenvolvimento dos megacristais de feldspato (microclina) que incluem os restantes.

3.1.4 Alterações tardi a pós-magmáticas

Conforme se deduz da descrição mineralógica efectuada, o granito de Bruçó apresenta características que apontam para uma evolução secundária, posterior à cristalização da maior parte dos minerais da paragénese principal, e que é traduzida por reacções entre estes e fluidos tardios residuais, com formação de novas fases minerais. A formação de mirmequites nas orlas de composição sódica da plagioclase e as texturas simplectíticas observadas nos bordos de cristais de moscovite primária, constituem exemplos de texturas reaccionais desenvolvidas no contacto entre aqueles minerais e a microclina, com exsudação de quartzo sob a forma vermicular. Esta fase de alteração em domínio *subsolidus* inclui, ainda, os fenómenos da cloritização da biotite, acidificação das plagioclases (albitização), feldspatização potássica e moscovitização.

A actuação dos diversos fenómenos tardi a pós-magmáticos não é simultânea, verificando-se que, inicialmente, as reacções metassomáticas se caracterizam pela intervenção de fluidos residuais de características ácidas, que provocam a albitização generalizada das plagioclases com a subsequente sericitização dos seus núcleos mais cálcicos. Posteriormente, intervêm uma fase fluída rica em potássio, menos generalizada na rocha, que provoca a feldspatização potássica das plagioclases observada em algumas amostras (fotos 7 e 8). A observação de núcleos sericitizados de plagioclase zonada, posteriormente alterados para feldspato potássico, sugere, de facto, que à fase de albitização inicial responsável pelo zonamento das plagioclases, se segue uma fase de feldspatização potássica mais tardia. Em geral, a feldspatização potássica parece dar-se a baixas temperaturas, com formação de microclina. Contudo, também se observam cristais de plagioclase alterados para um feldspato potássico de tipo ortose, o que significa que o início do metassomatismo potássico se deu a temperaturas ligeiramente mais elevadas. Estes processos parecem culminar num estágio conducente a **microclinização e moscovitização**. A presença nos megacristais de feldspato potássico de inclusões poiciliticas de plagioclase com núcleos sericitizados, em coexistência com cristais límpidos, bem geminados, de albite pura, vem também sugerir a origem tardia dos megacristais e a sua formação posterior à fase de albitização inicial.

3.2 Granito de Fonte Santa

O granito de Fonte Santa é caracterizado pela sua natureza fortemente leucocrata, constituindo um leucogranito moscovítico, de granulado médio a fino, por vezes enriquecido em turmalina. Conforme vimos no capítulo anterior, apresenta características de campo que apontam para uma instalação praticamente simultânea com o desenvolvimento máximo de D₃.

3.2.1 Características texturais

Do ponto de vista macroscópico, salienta-se a textura plano-linear definida pela orientação dos planos basais das moscovites, alinhados numa matriz quartzo-feldspática de disposição relativamente uniforme e equigranular. A alteração supergénica é intensa e a coloração esbranquiçada que a rocha exhibe quando sã é frequentemente perturbada pela ocorrência de manchas de cor avermelhada, denunciadoras da presença de óxidos de ferro. Ressalta também das observações macroscópicas e de campo o enriquecimento em turmalina, por vezes constituindo agregados policristalinos muito frequentes.

Ao microscópio óptico, a textura é xenomórfica a hipautomórfica granular, dependendo do grau de deformação apresentado pelas amostras. A intensa deformação a que esteve sujeito o granito de Fonte Santa, de natureza sin-cristalina, destaca-se essencialmente pelos seguintes aspectos microscópicos:

- foliações e microcisalhamentos segundo as secções (001) das moscovites;
- presença de geminações mecânicas na moscovite;
- arqueamento e fracturação das lamelas de geminação polissintética das plagioclases;
- quartzo deformado e recristalizado com textura em mosaico, indentação dos bordos e individualização de sub-grãos.

3.2.2 Descrição mineralógica

O estudo petrográfico ao microscópio óptico e à microsonda electrónica revelou a seguinte composição mineralógica: quartzo + feldspato potássico + plagioclase + moscovite ± turmalina ± apatite ± silimanite ± zircão ± clorite ± óxidos de ferro hidratados ± volframite ± volframoixiolites ± columbo-tantalites.

O **quartzo** apresenta-se, como se disse, intensamente deformado. Na matriz da rocha, é frequente a ocorrência de agregados cristalinos de quartzo xenomórfico de extinção recta e tendência para um empacotamento hexagonal, em que se salienta a presença de pontos triplos no contacto entre os grãos. Este tipo textural é evidência de intensa recrystalização (fotos 12 a 14). São também frequentes as texturas de tipo consertal, reveladas por limites de interdigitação entre cristais contíguos, indentação dos bordos e sub-granulação. Os agregados cristalinos de maiores dimensões apresentam extinção ondulante e presença de lamelas de deformação cataclástica com orientação óptica distinta. O quartzo tardio invade fracturas existentes nos restantes minerais e ocorre em texturas reaccionais de tipo simplectítico na moscovite. Não foram, contudo, observadas as texturas mirmequíticas que se detectaram no granito de Bruçó.

O **feldspato potássico** apresenta-se sob diversos estados estruturais, tendo-se reconhecido a presença de ortose, ortose pertítica, microclina e microclina pertítica. A ortose é abundante, chegando a constituir o feldspato potássico dominante na rocha. Ocorre em grãos anédricos e de menores dimensões, isolados na matriz da rocha, muitas vezes polvilhados de finas pontuações de natureza argilosa. A microclina é tardia, apresenta-se mais pertitizada e com textura poicilitica, incluindo cristais subédricos de plagioclase e moscovite. A microclinização tardia do feldspato potássico é muito frequente, observando-se num mesmo cristal a coexistência de domínios monoclinicos e domínios triclinicos. São igualmente frequentes os fenómenos de feldspatização potássica das plagioclases, em que tem lugar a substituição da albite por ortose e microclina (fotos 15 a 17).

Os cristais de **plagioclase** revelam composição albitica e, contrariamente ao que se passa no granito de Bruçó, são desprovidos de zonamentos ópticos e de núcleos de sericitização mais intensa. É, contudo, frequente a presença de pequenas palhetas de moscovite secundária no interior dos seus cristais ou ao longo de superfícies de fraqueza. Nas amostras mais alteradas, os cristais de albite mostram-se profundamente substituídos por moscovite secundária, que se desenvolve da periferia para o núcleo dos cristais (foto 18). A deformação da rocha exprime-se na plagioclase pelo arqueamento das lamelas de geminação polissintética e, por vezes, pela intensa fragmentação dos seus cristais. Em geral, estes possuem hábitos e dimensões distintas. Assim, a plagioclase da matriz tem tendência anédrica, encontrando-se, por vezes, corroída e invadida por feldspato potássico e/ou quartzo. Os megacristais têm

tendência subédrica a euédrica, apresentando geminações polissintéticas bem definidas, segundo a lei da albite. Os fenómenos de feldspatização potássica dão-se, muitas vezes, segundo fracturas que o feldspato potássico aproveita para corroer e invadir os cristais de albite (foto 17). Noutros casos, parece começar pelo desenvolvimento de feldspato potássico a partir do núcleo de cristais de albite bem estruturados, com ocorrência de pequenas plagas de moscovite associada (foto 16).

A **moscovite** representa a única mica presente no granito de Fonte Santa, exceptuada a ocorrência muito esporádica de pequenos retalhos de **clorite** dispersos essencialmente sobre cristais de feldspato potássico. Uma parte da moscovite deverá ser de origem magmática, dada a dimensão dos seus cristais, a sua tendência subédrica e a relativa ausência de texturas reacionais. Contudo, a intensa moscovitização de que foi alvo a generalidade da rocha, aliada à deformação sofrida e bem marcada pelas moscovites, dificultam a identificação de moscovite primária com base em características exclusivamente texturais. Os intercrescimentos reacionais da moscovite com o quartzo (simplectites) não são raros, sobretudo em zonas de mais intensa moscovitização e no contacto com os feldspatos.

Os planos (001) das moscovites encontram-se alinhados segundo uma orientação que define, como vimos no capítulo anterior, a foliação regional do granito. Ao microscópio óptico, é possível observar a presença de microcisalhamentos ao longo daquelas superfícies. Como resultado da deformação sofrida, é também vulgar o desenvolvimento de lamelas de geminação mecânica nos cristais de moscovite (foto 18).

A moscovite secundária ocorre em bandas que envolvem grãos de feldspato potássico e plagioclase, substituindo-os (foto 18) e em pequenas palhetas no interior daqueles minerais ou segundo os planos de clivagem.

A **turmalina** constitui um mineral muito frequente no granito de Fonte Santa, chegando a representar 7 % da composição mineralógica modal (amostra FS-03). Contudo, a sua distribuição ao longo do maciço não é uniforme, existindo amostras que se apresentam totalmente destituídas deste mineral. Em geral, os grãos são anédricos a subédricos, tipicamente intersticiais, têm pleocroísmo azulado (ω =azul esverdeado, ϵ =amarelo claro) e apresentam fracos zonamentos de cor segundo o eixo c , com os núcleos dos cristais em geral mais azulados e os bordos amarelados. Tratando-se de um mineral de cristalização tardia, encontra-se a

envolver cristais de plagioclase e de feldspato potássico. É, contudo, anterior ao quartzo de recristalização tardia, observado a preencher fracturas que intersectam os seus cristais.

O granito de Fonte Santa apresenta-se extremamente empobrecido em minerais acessórios primários, tais como a **apatite** e o **zircão**. A apatite constitui provavelmente o mais frequente, seguida da clorite e do zircão. Este último apresenta dimensões muito reduzidas. A **silimanite** é igualmente esporádica, ocorrendo em diminutas inclusões aciculares nos feldspatos potássicos, na plagioclase e na moscovite.

Os minerais opacos são essencialmente constituídos por óxidos de ferro hidratados. Na amostra FS-01, que as análises químicas revelaram forte enriquecimento em W (158 ppm), foi possível detectar a presença de **volframite** e de fases minerais portadoras de Nb e Ta, que os estudos realizados à microsonda electrónica indicam dever constituir membros da série da **columbite-tantalite** e provável **volframoixiolite**.

A **volframite** é relativamente abundante nesta amostra (FS-01) e apresenta-se quer em agregados de cristais com tendência idiomórfica, quer em grãos isolados, intersticiais, de forma geralmente anédrica. Por vezes, os cristais de volframite apresentam-se maclados e com as clivagens (001) arqueadas por deformação. Alguns deles são intersectados por fracturas preenchidas por quartzo tardio.

3.2.3 Sequência de cristalização

As texturas resultantes da etapa inicial de cristalização magmática são intensamente mascaradas, ou mesmo obstruídas, pelas alterações pós-magmáticas subsequentes e, bem assim, pela intensa deformação que afectou o granito. Verifica-se, de facto, que os minerais de cristalização precoce, tais como a biotite, o zircão, a monazite, a ilmenite e, eventualmente, a plagioclase de composição mais cálcica, apresentam uma frequência muito baixa, ou estão mesmo ausentes. O empobrecimento em minerais acessórios primários, leva-nos a considerar a hipótese da sua intensa remoção, quer por cristalização fraccionada, quer a partir da forte intervenção de fluídos metassomáticos tardios. Estes factos impossibilitam o estabelecimento de uma sequência cronológica de cristalização dos minerais, ilustrativa da evolução magmática da rocha, com base na sua análise textural.

3.2.4 Alterações tardi a pós-magmáticas

Os fenómenos de alteração secundária resultantes de reacções no *subsolidus* são intensos e generalizados, destacando-se:

- formação de pertites de tipo venular, num estado muito precoce e de cristalização praticamente simultânea com o feldspato potássico;
- feldspatização potássica, manifestada pela presença de plagioclases invadidas e corroídas por feldspato potássico (ortose/microclina) e posterior microclinização, que afecta tanto as plagioclases como os feldspatos potássicos;
- num estágio final, seguindo-se de perto à microclinização, ocorre moscovitização, por vezes intensa, dos feldspatos potássicos e das plagioclases.

Tratando-se de um granito albitico, com evidências petrográficas e mineralógicas que apontam no sentido de uma especialização sódica, provavelmente de origem primária, o granito de Fonte Santa revela, contudo, uma importante evolução secundária conduzida no sentido de um enriquecimento potássico, expresso quer pela **feldspatização**, quer pela **moscovitização**. A feldspatização potássica inicial é de alta temperatura, com predomínio da substituição da plagioclase sódica por ortose. Por fim, à medida que a temperatura diminui, dá-se a inversão estrutural de alguns feldspatos, prosseguindo a microclinização das plagioclases. O processo de alteração tardi a pós-magmática das fases feldspáticas deverá culminar com uma moscovitização final.

A natureza fortemente albitica das plagioclases, sem zonamentos de qualquer espécie, sugere um extraordinário grau de evolução magmática deste litotipo, não sendo visíveis fenómenos de albitização pós-magmática, se excluirmos a pertitização dos feldspatos potássicos por corresponder a uma cristalização em equilíbrio de feldspato potássico e albite.

Comparativamente ao granito de Bruçó, verifica-se que no granito de Fonte Santa os fenómenos de alteração secundária são mais frequentes e generalizados. A fase de metasomatismo potássico deverá ter tido início a uma temperatura mais elevada, dando origem à formação de ortose, mais frequente do que no granito de Bruçó, intensificando-se com a microclinização e moscovitização finais.

3.3 Composição mineralógica modal e classificação petrográfica

A determinação da composição mineralógica modal de algumas amostras das duas fácies graníticas, permitiram-nos estabelecer a sua classificação petrográfica com base no diagrama QAP de STRECKEISEN (1967, 1976), classificação que, apesar de morosa e difícil de obter, ainda permanece como a mais difundida e utilizada pela comunidade geológica, sendo inclusivamente recomendada pela IUGS (União Internacional das Ciências Geológicas).

Nesta classificação, as rochas graníticas distinguem-se sobretudo pelas percentagens relativas de quartzo, feldspatos alcalinos e plagioclase (com mais de 5 % de molécula anortítica). Isto significa que, para a classificação da rocha, interessam sobretudo os componentes félsicos, quartzo-feldspáticos. Este facto tem levado ao surgimento de algumas críticas, uma vez que os componentes máficos e félsicos aluminosos (caso das micas) constituem, muitas vezes, importantes guias mineralógicos, permitindo a integração das rochas plutónicas em associações magmáticas com contextos genéticos precisos. No entanto, não devemos esquecer que a classificação referida é meramente descritiva e destituída de quaisquer pretensões de índole petrogenética. Mais adiante serão ensaiadas outras classificações para os granitos em questão, com base em parâmetros determinados a partir da sua composição química (ver Capítulo 5).

Apesar da dificuldade em obter a composição mineralógica modal em rochas de granularidade média a grosseira, com textura porfiróide, como é o caso do granito de Bruçó, julgamos que o número de pontos contados serve perfeitamente a finalidade da classificação petrográfica pretendida. Na tabela 1 apresentam-se os resultados obtidos, em que rapidamente se evidencia a ausência de biotite no granito de Fonte Santa, a maior percentagem volumétrica de plagioclase e turmalina e o empobrecimento em minerais acessórios neste litotipo. A natureza albítica da plagioclase ($An < 5\%$) faz deslocar o granito de Fonte Santa para o campo dos *granitos de feldspato alcalino* no diagrama QAP de STRECKEISEN (1976), ao passo que o granito de Bruçó corresponderá a um *monzogranito* ou granito comum (fig. 11).

Tabela 1 Composição mineralógica modal (% volume) dos granitos de Bruçó e Fonte Santa.

	Granito de Bruçó			Granito de Fonte Santa		
	1	2	3	4	5	6
Quartzo	31.7	41.0	36.6	32.2	40.0	36.2
Plagioclase	24.1	29.5	26.7	28.5	34.8	32.2
Feldsp. potássico	16.5	23.0	19.1	12.5	21.3	17.5
Moscovite	8.1	9.9	9.1	8.1	14.1	11.1
Biotite	4.9	8.7	6.6	0.0	0.0	0.0
Turmalina	*	*	*	0.0	6.9	2.7
Vestigiários	0.6	2.8	1.9	0.2	0.5	0.3

NOTA: Estimativa obtida por contagem de 6500 pontos distribuídos por 5 lâminas delgadas do granito de Bruçó e 4000 pontos, em 3 lâminas delgadas do granito de Fonte Santa.

(*) – incluída nos vestigiários.

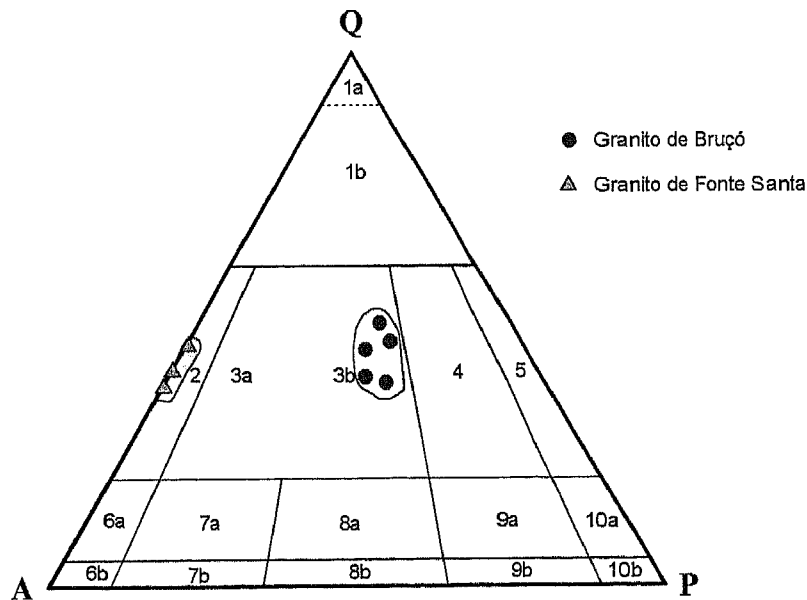


Fig. 11 Projecção de amostras representativas dos granitos de Bruçó e Fonte Santa no diagrama QAP de nomenclatura de rochas plutônicas (STRECKEISEN, 1976).

1a, quartzolitos (silexitos); 1b, granitóides ricos em quartzo; 2, granitos de feldspato alcalino; 3a, sienogranitos; 3b, monzogranitos; 4, granodioritos; 5, tonalitos e trondhjemitos; 6a, quartzosienitos de feldspato alcalino; 6b, sienitos de feldspato alcalino; 7a, quartzosienitos; 7b, sienitos; 8a, quartzo-monzonito; 8b, monzonito; 9a, quartzo-monzodioritos e quartzo-monzogabros; 9b, monzodioritos e monzogabros; 10a, quartzodioritos, quartzogabros, quartzo-anortositos; 10b, dioritos, gabros e anortositos.

3.4 Conclusões do estudo petrográfico

Na tabela 2 resumem-se as principais características petrográficas que permitem distinguir os granitos estudados.

Das observações efectuadas, pode concluir-se o seguinte:

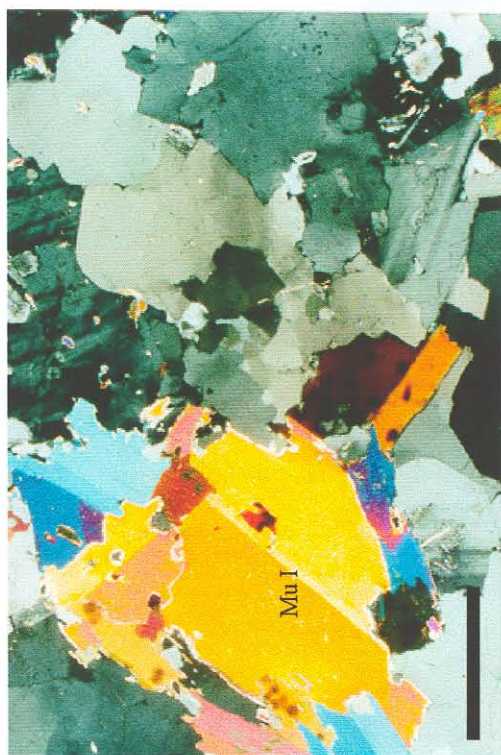
- O **granito de Bruçó** é um monzogranito de duas micas, porfiróide, de grão grosseiro a médio, apresentando textura hipautomórfica, inequigranular. Apresenta ligeira deformação de tipo cataclástico na matriz da rocha e orientação incipiente dos megacristais de feldspato potássico.
- O **granito de Fonte Santa** é um leucogranito de feldspato alcalino (albitico), moscovítico, desprovido de biotite, por vezes enriquecido em turmalina. Apresenta granulado médio a fino, textura hipautomórfica a xenomórfica orientada, com foliações e microcisalhamentos definidos pelas moscovites.
- Ambas as fácies denunciam uma história de alteração secundária posterior à cristalização da maior parte dos seus minerais essenciais, traduzida, no essencial, por albitização, feldspatização e moscovitização.
- A evolução magmática, primária, dos dois granitos é, pois, fortemente mascarada pelos processos de alteração secundária, em particular no granito de Fonte Santa. Com efeito, a paragénese de minerais acessórios primários observada neste granito é muito pobre, sugerindo a remobilização de grande parte deles por fluídos tardios ou remoção por cristalização fraccionada a partir de um plutão não aflorante, do qual os afloramentos actuais representam apenas a cúpula altamente diferenciada.
- No granito de Bruçó, pode, contudo, reconhecer-se que a cristalização se inicia pela formação dos acessórios monazite e zircão, sem que se exclua a hipótese de constituírem fases restíticas. Seguir-se-á a cristalização de ilmenite, apatite, biotite, moscovite e plagioclase I. Esta vai acidificando à medida que a cristalização prossegue, formando-se os primeiros feldspatos potássicos (de tipo ortose). No final, cristaliza microclina e quartzo e seguem-se as alterações tardias mencionadas atrás.
- A maior intensidade da alteração tardi a pós-magmática do granito de Fonte Santa não deverá ser alheia à proximidade do cisalhamento de Moncorvo-Bemposta, podendo eventualmente ter actuado como condutor dos fluídos geradores das reacções tardias e

da deposição de Nb, Ta, e W, sob a forma de volframite, columbite-tantalite e volframoixiolite.

- A ocorrência de silimanite e moscovite, com texturas que nos permitem atribuir uma origem magmática, pressupõe um carácter peraluminoso do fundido granítico que originou as duas fácies graníticas. Aliada a estes minerais, salienta-se a paragénesese de minerais acessórios primários, representada por monazite, apatite, zircão e ilmenite, que nos sugerem afinidades petrográficas e mineralógicas com os granitos de tipo S.
- A forte presença de fases minerais portadoras de elementos incompatíveis, tais como a volframite e a turmalina, aliada à natureza albitica da plagioclase, sugerem um carácter geoquímico evoluído do granito de Fonte Santa, que nos propomos investigar mais adiante.

Tabela II – Quadro comparativo das principais características petrográficas dos granitos de Bruçó e Fonte Santa.

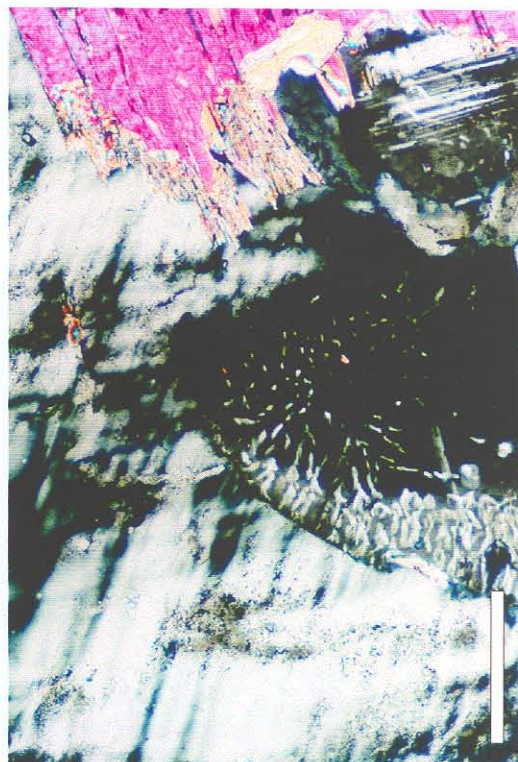
FÁCIES	TEXTURAS	MINERAIS ESSENCIAIS	MINERAIS ACESSÓRIOS		REACÇÕES PÓS-MAGMÁTICAS	CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA
			PRIMÁRIOS	SECUNDÁRIOS		
Granito de Bruçó Granito de duas micas, porfíroide, de grão médio a grosseiro, tardi-D ₃ .	Hipautomórfica granular, deformação essencialmente cataclástica, tardi a pós-cristalina.	- Quartzo - Plagioclase (oligoclase-albite) - Feldsp. potássico (c/ predomínio de microclina-períte) - Moscovite - Biotite	- zircão - monazite - apatite - ilmenite - turmalina - calcopirite - pirite	- moscovite II - ilmenite - calcite - clorite - rútilo	- albitização - feldspatização potássica - moscovitização	Monzogranito
Granito de Fonte Santa Leucogranito moscovítico, por vezes turmalínico, de grão fino a médio, sin a tardi-D ₃ .	Hipautmórfica a xenomórfica granular, deformação sin-cristalina: foliação magmática e microcisalhamentos segundo os planos basais das moscovites.	- Quartzo - Albite - Feldsp. potássico (ortose, microclina, ortose perítica e microclina perítica) - Moscovite	- zircão - apatite - turmalina - volframite - columbo-tantalite - volframioxiolite (?)	- moscovite II - óxidos de Fe hidratados - clorite	- feldspatização potássica - moscovitização	Granito de feldspato alcalino



1



2



3

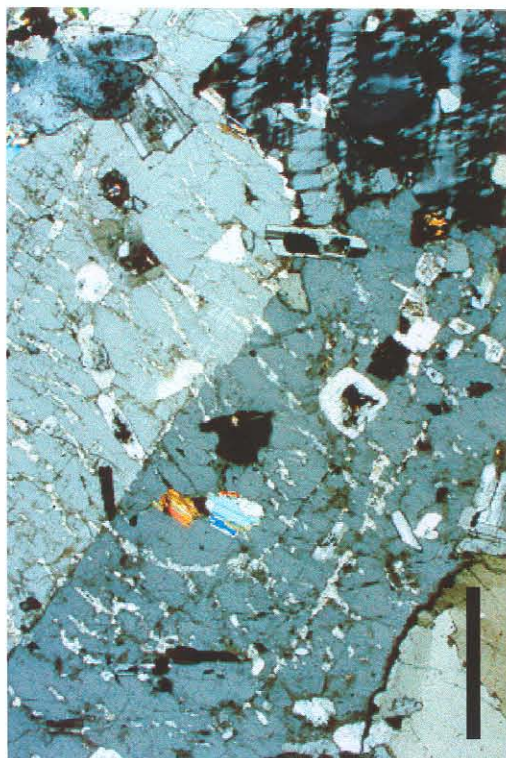
Foto 1 Granito de Bruçó (amostra 205-RO). À esquerda, moscovite primária (Mu I) crescendo sobre esqueleto de biotite e com inclusões de quartzo; à direita, agregado de quartzo xenomórfico com extinção ondulante, indentação dos bordos e ligeira sub-granulação.
Nicolis cruzados, dimensão aproximada da barra: 800 µm.

Foto 2 Granito de Bruçó (amostra BR-02). Moscovite primária com desenvolvimento de franjas simplectíticas no contacto com cristal de feldspato potássico. Notar que o cristal de moscovite se encontra intercrecido com biotite, existindo paralelismo de clivagens entre os dois minerais.
Nicolis cruzados, dimensão aproximada da barra: 200 µm.

Foto 3 Granito de Bruçó (amostra BR-05). Desenvolvimento de texturas mirmequíticas em plagioclase com bordos de composição albitica, no contacto com cristal de microclina. À direita, cristal de moscovite com bordos simplectíticos.
Nicolis cruzados, dimensão aproximada da barra: 200 µm.



4



5



6

Foto 4 Granito de Bruçó (am. BR-02). Cristal de plagioclase mostrando núcleo sericitizado e zonamento contínuo normal, com orla de composição albitica. Nicóis cruzados, dimensão aproximada da barra: 200 µm.

Foto 5 Granito de Bruçó (am. BR-02). Megacristal de feldspato potássico, com macla de Carlsbad e zonas com desenvolvimento de geminação polissintética. O cristal tem textura poicilítica, apresentando inclusões de quartzo, plagioclase, moscovite e biotite. Nicóis cruzados, dimensão aproximada da barra: 800 µm.

Foto 6 Granito de Bruçó (am. BR-02). Microclina poicilítica, com inclusões de quartzo e de plagioclase zonada. Geminação polissintética bem desenvolvida segundo as leis da albite e da periclina. Nicóis cruzados, dimensão aproximada da barra: 200 µm.



7



8

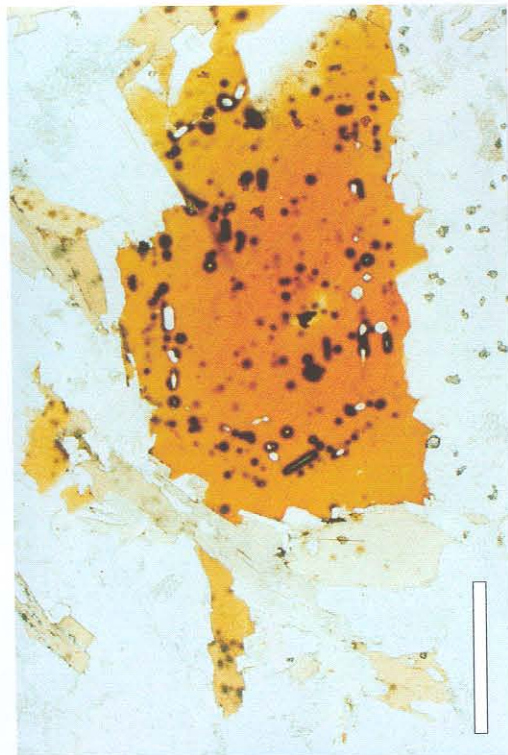
Foto 7 - Granito de Bruçó (am. BR-02). Ao centro, substituição de cristal de plagioclase por microclina (feldspatização potássica tardia). O cristal de plagioclase denota, ainda, intensa sericitização. Nicóis cruzados, dimensão aproximada da barra: 800 μm .



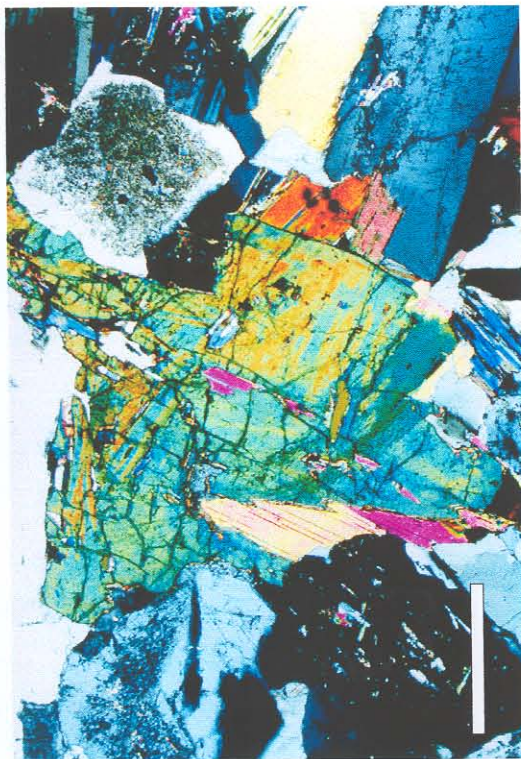
9

Foto 8 - Granito de Bruçó (am. BR-02). Feldspatização potássica tardia: cristal de microclina desenvolvido sobre plagioclase sericitizada. Nicóis cruzados, dimensão aproximada da barra: 400 μm .

Foto 9 - Granito de Bruçó (am. BR-12). Moscovite primária, intercrescida com biotite, observando-se paralelismo entre as clivagens dos dois minerais. Note-se, ainda, a presença de inclusão de grão de quartzo na moscovite. Nicóis cruzados; dimensão aproximada da barra: 400 μm .



10



11



12

Foto 10 - Granito de Bruçó (am. 205-RO). Cristal de biotite com inclusões de apatite, monazite e/ou zircão. Notar o idiomorfismo evidenciado pelos cristais de apatite precoce, cuja disposição materializa zona de crescimento da biotite.

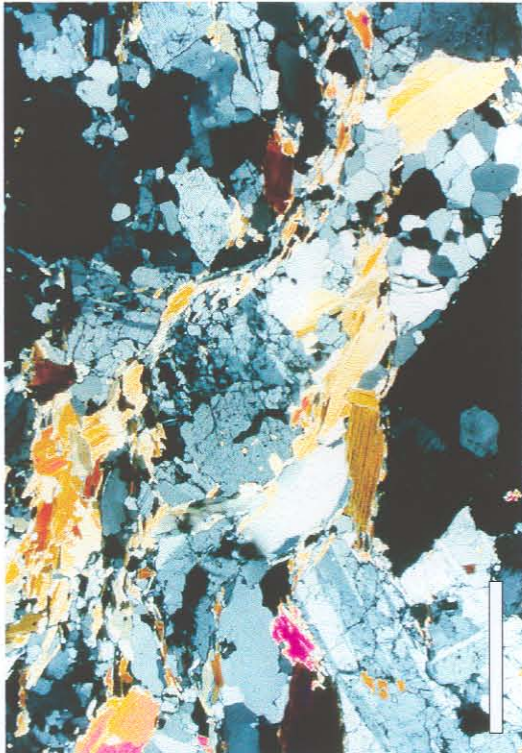
Nicóis paralelos; dimensão aproximada da barra: 800 μm .

Foto 11 - Granito de Bruçó (am. BR-10). Turmalina associada a cristais de moscovite primária, biotite e biotite cloritizada.

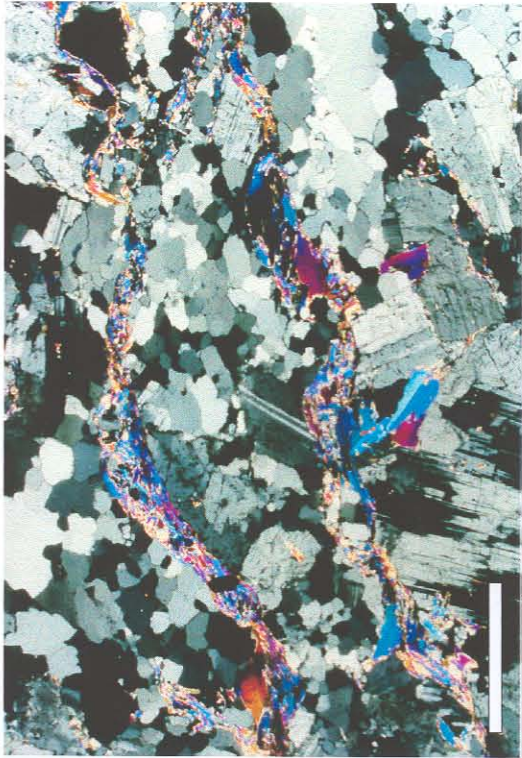
Nicóis cruzados; dimensão aproximada da barra: 800 μm .

Foto 12 - Granito de Fonte Santa (am. FS-01). Zona de deformação intensa, de que se salienta a marcada orientação planar das superfícies (001) dos cristais de moscovite. À direita da foto, agregado de quartzo anédrico, resistente à deformação, coexistente com quartzo de granulado mais fino, intensamente deformado e recrystalizado, à esquerda.

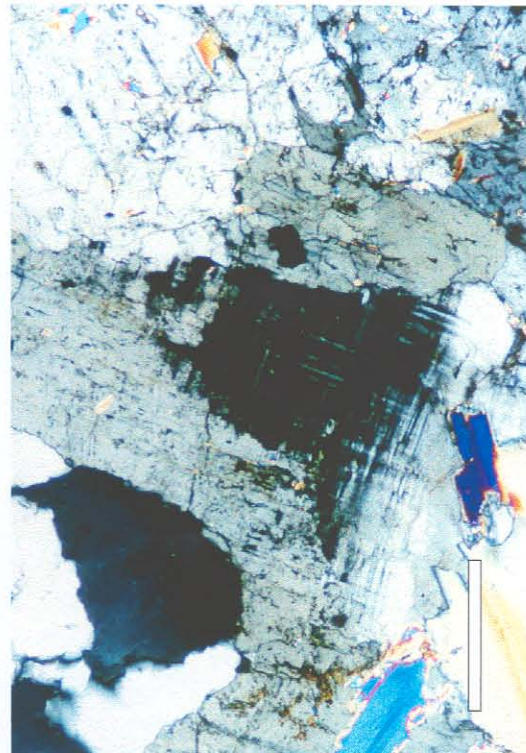
Nicóis cruzados; dimensão aproximada da barra: 800 μm .



13



14

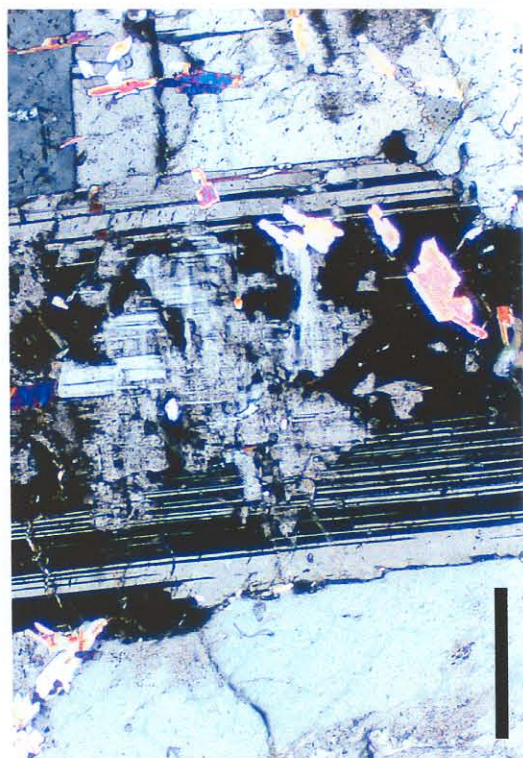


15

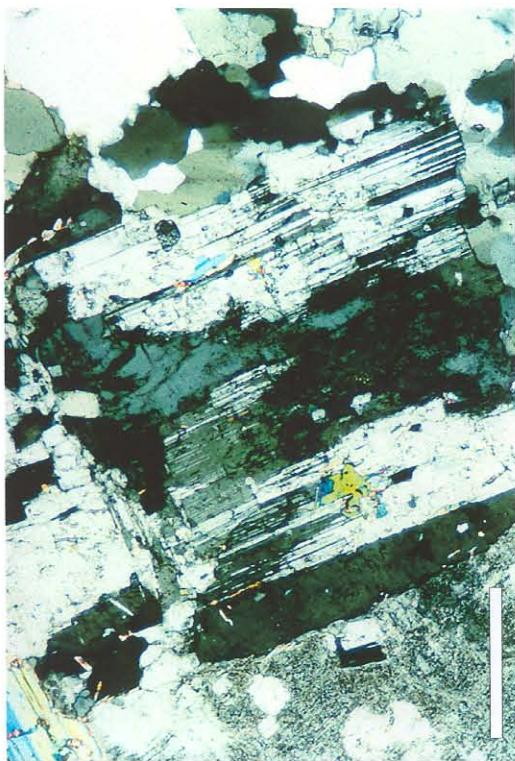
Foto 13 - Granito de Fonte Santa (am. FS-02). Desenvolvimento de microcristalitos (superfícies S-C) segundo os planos (001) das moscovites. Em baixo, à direita, agregado de quartzo recristalizado, com textura polygonal. Nicóis cruzados; dimensão aproximada da barra: 800 μm .

Foto 14 - Granito de Fonte Santa (am. FS-01). Aspecto da textura deformada, com superfícies S-C definidas pelos planos (001) das moscovites. Quartzo recristalizado com textura polygonal. Nicóis cruzados; dimensão aproximada da barra: 800 μm .

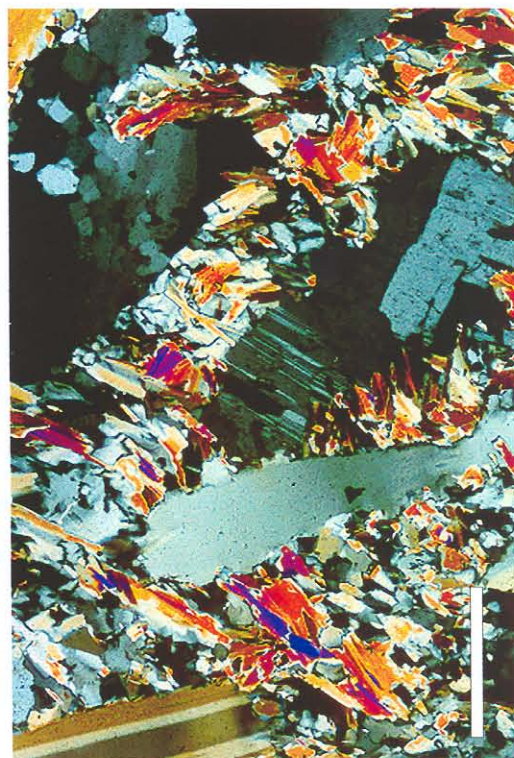
Foto 15 - Granito de Fonte Santa (am. FS-03). Feldspatização potássica tardia a pós-magmática: microclinação de cristal de albite. Nicóis cruzados; dimensão aproximada da barra: 400 μm .



16



17



18

Foto 16 - Granito de Fonte Santa (am. FS-03). Feldspatização potássica pós-magmática: desenvolvimento de microclina sobre cristal de albite com manchas polissintéticas bem definidas, associada a ligeira moscovitização. Nicóis cruzados; dimensão aproximada da barra: 200 µm.

Foto 17 - Granito de Fonte Santa (am. FS-03). Feldspatização potássica pós-magmática: cristal de albite fraturado e invadido por feldspato potássico de tipo ortose. Nicóis cruzados; dimensão aproximada da barra: 400 µm.

Foto 18 - Granito de Fonte Santa (am. FS-01). Zona de intensa moscovitização. Ao centro, pode ver-se cristal de albite intensamente corroído e substituído por moscovite secundária. No canto superior esquerdo da foto é visível um cristal de moscovite com geminação mecânica polissintética. Nicóis cruzados; dimensão aproximada da barra: 400 µm.

4 MINERALOGIA

4.1 Introdução

Neste capítulo, são apresentados os resultados do estudo da variação composicional das principais fases minerais dos granitos de Bruçó e Fonte Santa, bem como de algumas fases acessórias de considerável importância petrológica e/ou metalogenética. Os estudos efectuados têm por base as análises químicas obtidas à microsonda electrónica, reflectindo assim as vantagens, mas também algumas limitações inerentes a esta técnica analítica.

Os estudos aqui apresentados não pretendem, pois, ser exaustivos. Focar-nos-emos, essencialmente nas principais características químicas dos minerais analisados que, em conjunto com os dados petrográficos e de geoquímica de rocha total, possam concorrer para uma caracterização mais completa das duas fácies graníticas estudadas. As características químicas dos minerais presentes nos granitos representam testemunhos importantes do tipo de magmatismo que lhes está associado, podendo ainda fornecer indicações preciosas quanto ao papel desempenhado pelos fluídos tardios na sua génese.

Com o propósito de não distrair o leitor do essencial, relegamos para as tabelas do Anexo B a compilação das análises químicas de fases minerais e cálculos das fórmulas estruturais respectivas, em termos de número de catiões por fórmula unitária.

4.2 Plagioclase

Nas tabelas B.1 e B.2 em anexo apresentam-se as composições químicas dos feldspatos potássicos e plagioclases analisados à microsonda electrónica, a respectiva fórmula estrutural calculada com base em 8 átomos de oxigénio e as fracções molares correspondentes de anortite, albite e ortoclase. Neste estudo, apenas se consideraram as análises químicas com um conteúdo total de óxidos cuja percentagem em peso se encontra compreendida entre 98.5% e 101.5%, a que corresponde um total de 49 análises de feldspato potássico e 64 de plagioclase.

Na tabela 3, pode ver-se o intervalo de variação das composições químicas das plagioclases analisadas e respectiva composição média, expressos em termos de fracções molares de Ab, An e Or. A projecção dos resultados obtidos em diagrama triangular Ab-Na-Or é apresentada na figura 12.

Tabela 3 - Composição química das plagioclases analisadas dos granitos de Bruçó e Fonte Santa.

	Granito de Bruçó			Granito de Fonte Santa		
	Ab mín.	Ab máx.	Média	Ab mín.	Abmáx.	Média
SiO ₂	61,54	69,13	65,61	67,64	69,83	68,57
Al ₂ O ₃	24,14	20,14	21,56	19,24	19,69	19,34
CaO	5,19	0,56	2,15	0,30	0,02	0,06
Na ₂ O	8,52	10,97	10,39	11,85	11,55	11,83
K ₂ O	0,22	0,06	0,15	0,16	0,09	0,12
Si	2,739	2,986	2,886	2,985	3,006	2,997
Al	1,266	1,025	1,118	1,001	0,999	0,996
Ca	0,247	0,026	0,102	0,014	0,001	0,003
Na	0,735	0,919	0,886	1,014	0,964	1,003
K	0,012	0,003	0,008	0,009	0,005	0,007
An (%)	25	3	10	1	0	0
Ab (%)	74	97	89	98	99	99
Or (%)	1	0	1	1	1	1

Nota: óxidos expressos em % em peso; elementos expressos em n.º de catiões por fórmula unitária, calculada com base em 8 átomos de oxigénio.

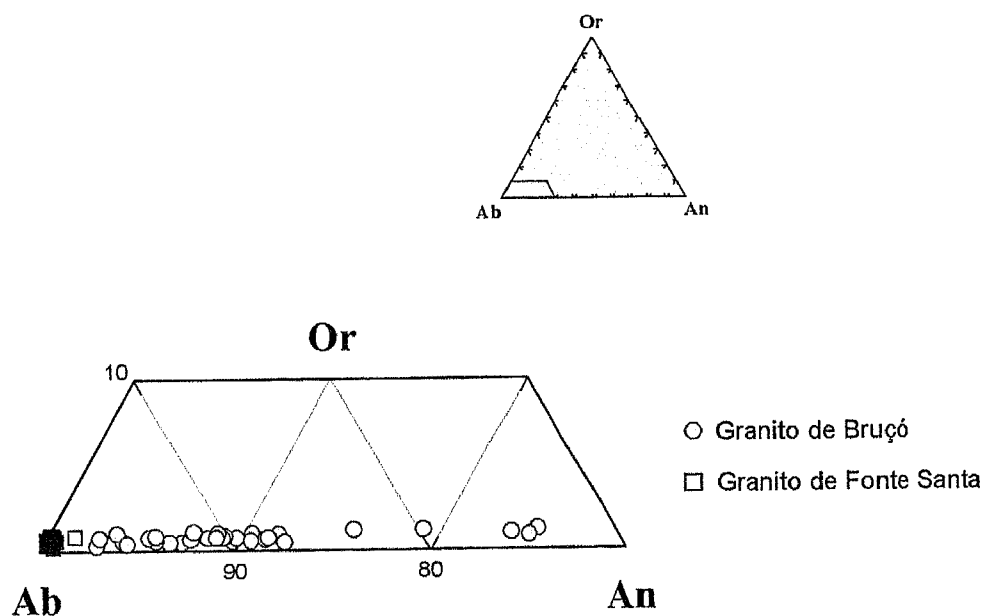


Fig. 12 Projecção das plagioclases analisadas dos granitos de Bruçó e Fonte Santa em diagrama Ab-Or-An.

Como facilmente se pode verificar, as plagioclases analisadas do granito de Fonte Santa distinguem-se claramente pelo forte conteúdo em componente albitico. Os cristais são totalmente desprovidos de zonamentos químicos e apresentam composições que variam apenas entre Ab₉₈ e Ab₉₉.

Por seu lado, as plagioclases analisadas do granito de Bruçó apresentam um espectro de variação composicional bem mais alargado, se bem que ainda se distribuam dentro de uma gama restrita que não ultrapassa os 25% de componente anortítico, situando-se entre An₃ e An₂₅. A observação do histograma da figura 13 permite-nos avaliar melhor a composição mais frequentemente encontrada nas plagioclases deste granito, que se aproxima do limiar albite-oligoclase. Consta-se, ainda, que 68% dos pontos analisados correspondem a composições albiticas, ou seja com menos de 10% de molécula anortítica.

Saliente-se, ainda, o facto de as composições mais ricas em molécula anortítica terem sido sempre encontradas nos núcleos dos cristais que, em geral, se apresentavam mais sericitizados, ao passo que os cristais de aspecto límpido revelaram composições albiticas e praticamente não mostraram zonamentos composicionais. Alguns cristais mais alterados apresentam, contudo, composições correspondentes à oligoclase, tanto no seu núcleo como na periferia.

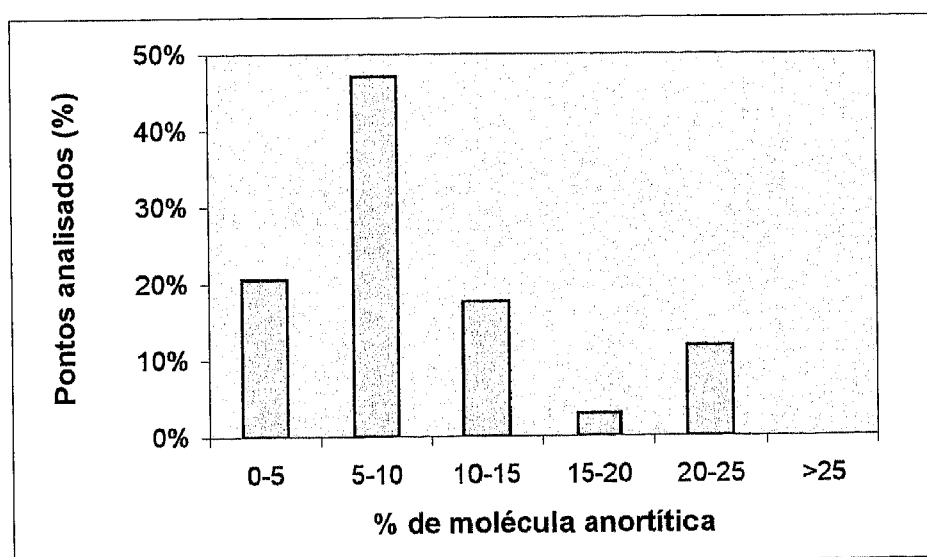


Fig. 13 – Histograma de frequências absolutas das análises efectuadas à microsonda electrónica sobre cristais de plagioclase do granito de Bruçó (n=34).

O estudo mineralógico efectuado à microsonda electrónica veio corroborar a constatação petrográfica da existência de várias gerações de plagioclase no granito de Bruçó, a mais precoce das quais é representada por oligoclase zonada, com núcleos fortemente sericitizados, e a mais tardia, por cristais de albite quase pura, de aspecto límpido e com maclas polisintéticas bem definidas.

No granito de Fonte Santa, não se observam variações composicionais na plagioclase, que é representada por albite pura.

4.3 Feldspato potássico

As análises químicas obtidas dos feldspatos potássicos permitem-nos detectar a existência de alguma variabilidade nas suas composições, em particular no que toca ao conteúdo em molécula albítica. Na tabela 4 mostra-se o intervalo de variação da composição química dos feldspatos potássicos analisados, encontrando-se projectadas no diagrama da figura 14 as respectivas proporções molares de albite, ortoclase e anortite.

Tabela 4 – Composição química dos feldspatos potássicos analisados dos granitos de Bruçó e Fonte Santa.

	Granito de Bruçó			Granito de Fonte Santa		
	Or mín.	Or máx.	Média	Or mín.	Or máx.	Média
SiO ₂	65,44	63,52	64,92	64,51	64,42	64,92
Al ₂ O ₃	18,55	18,61	18,74	18,64	17,95	18,41
CaO	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	1,21	0,24	0,84	1,47	0,21	0,47
K ₂ O	15,00	16,53	15,29	15,34	16,08	15,73
Si	3,001	2,975	2,988	2,979	3,013	3,003
Al	1,003	1,027	1,017	1,015	0,989	1,004
Ca	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
Na	0,108	0,022	0,075	1,132	0,019	0,042
K	0,878	0,988	0,898	0,904	0,959	0,928
An (%)	0	0	0	0	0	0
Ab (%)	11	2	8	13	2	4
Or (%)	89	98	92	87	98	96

Nota: óxidos expressos em % em peso; elementos expressos em n.º de catiões por fórmula unitária, calculada com base em 8 átomos de oxigénio.

Conforme se pode inferir dos dados apresentados na tabela 4 e na figura 14, os feldspatos potássicos analisados do granito de Fonte Santa apresentam uma variabilidade composicional ligeiramente superior, distribuindo-se entre Ab₁₃Or₈₇ e Ab₂Or₉₈. No granito de Bruçó, aqueles minerais têm composições químicas variáveis entre Ab₁₁Or₈₉ e Ab₂Or₉₈. A

composição média dos feldspatos potássicos do granito de Fonte Santa é ligeiramente mais rica no componente ortoclase (Or_{96}).

As análises efectuadas põem em evidência a presença de ortose e microclina sódicas. O enriquecimento em componente albítico é particularmente notório nos feldspatos potássicos de origem secundária, que se observam a substituir parcialmente a plagioclase. Com efeito, verificou-se que a percentagem em molécula albítica é geralmente elevada neste tipo de feldspato potássico de substituição da plagioclase, se bem que a presença importante de molécula albítica possa ainda reflectir a ocorrência de pertites criptocristalinas (criptopertites). As criptopertites podem eventualmente explicar o teor mais sódico de alguns feldspatos potássicos analisados, que não apresentam qualquer evidência de reacções tardias de substituição metassomática.

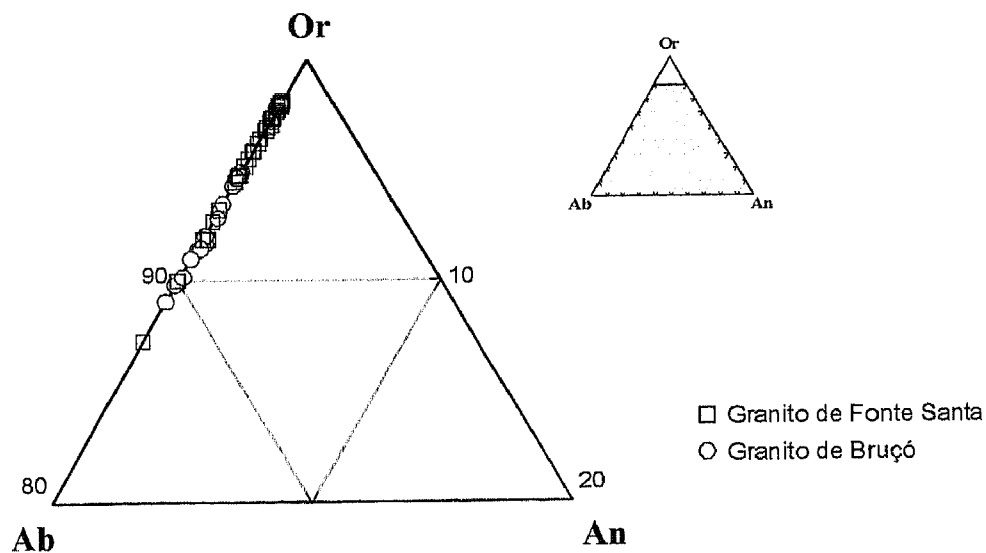


Fig. 14 Projecção das análises de feldspato potássico dos granitos de Bruçó e Fonte Santa em diagrama triangular Ab-Or-An.

4.4 Moscovite

Apenas foram consideradas as moscovites analisadas cujo conteúdo total de óxidos se revelou superior a 94.5 %, a que corresponderam 33 análises pontuais de moscovites do granito de Fonte Santa e 23 do granito de Bruçó. As análises químicas e respectivas fórmulas estruturais, calculadas com base em 22 átomos de oxigénio, podem ser consultadas na tabela B.3 (anexo B).

O grupo das micas brancas dioctaédricas pode considerar-se constituído pelos seguintes termos extremos:

Moscovite: $\text{K}_2\text{Al}_4[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{20}](\text{OH})_4$;

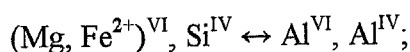
Celadonite: $\text{K}_2\text{Fe}_2^{3+}\text{Mg}_2\text{Si}_8\text{O}_{20}(\text{OH})_4$;

Paragonite: $\text{Na}_2\text{Al}_4[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{20}](\text{OH})_4$

Entre os extremos moscovite e celadonite ocorre uma solução sólida completa, vulgarmente designada pelo grupo das “fengites”. Os termos extremos moscovite e paragonite formam uma solução sólida incompleta.

A maior parte das micas brancas têm composições mais complexas do que as referidas, denunciando assim a intervenção de diversos tipos de substituições. Os principais mecanismos responsáveis pela desvio da moscovite da sua composição ideal são os seguintes (GUIDOTTI, 1984) :

(a) Substituição Tschermak (ou substituição fengítica):



(b) Substituição de Fe^{3+} por Al^{VI} ;

(c) Incorporação de Ti nas posições octaédricas;

(d) Substituição do anião OH^- por F ou Cl;

(e) Substituições envolvendo as posições de coordenação XII:



A substituição (a) é responsável por um enriquecimento progressivo em Si e R^{2+} , dando lugar à série das fengites. A substituição (b) não pode ser avaliada sem a determinação das quantidades de Fe presentes sob os diversos estados de oxidação (Fe^{2+} , Fe^{3+}), impossível de obter em análises à microsonda electrónica.

As posições inter-camada, de coordenação XII, são ocupadas por K e/ou Na, sendo a substituição $K \leftrightarrow Na$ responsável pela existência de uma solução sólida incompleta entre a moscovite (termo potássico) e a paragonite (termo sódico). A percentagem de molécula de paragonite presente nas micas dioctaédricas potássicas pode ser avaliada utilizando o parâmetro $Na/(Na+K)$.

GUIDOTTI (1984) propõe o estabelecimento de um diagrama triangular $(Mg + Fe_T) - Al^{VI} - Al^{IV}$, com vista à avaliação da extensão da substituição fengítica e de Fe^{3+} por Al^{VI} (fig. 15). Nesse diagrama, podemos ver que as moscovites analisadas se situam entre as linhas que unem a moscovite à celadonite e à fengite. Verifica-se, ainda, que as análises se distanciam ligeiramente da posição correspondente à moscovite pura, ficando sempre projectadas abaixo da linha ferrimoscovite - fengite $[(100 \times (Fe + Mg)/(Fe + Mg + Al^{VI} + Al^{IV})) \leq 11.7]$. Em regra, as moscovites do granito de Fonte Santa revelam-se mais enriquecidas em $Mg + Fe_T$ do que as moscovites do granito de Bruçó.

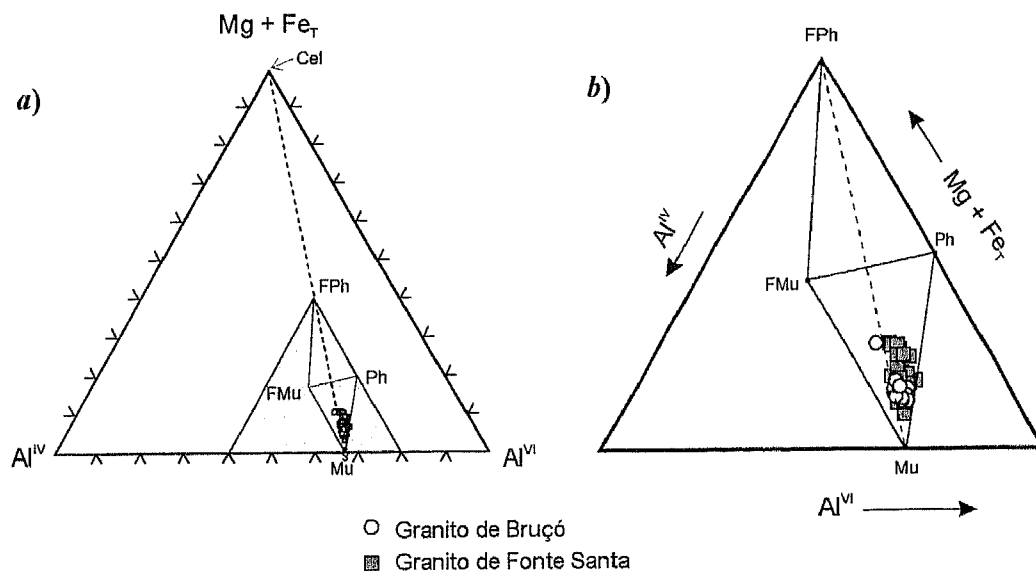


Fig. 15 a) Projecção das moscovites analisadas no diagrama $(Mg + Fe) - Al^{IV} - Al^{VI}$ de GUIDOTTI (1984);
 b) Ampliação do triângulo sombreado na fig. 15a.
 Cel - celadonite: $K_2(Mg_2Fe_2^{3+})(Si_8O_{20})(OH)_4$; Mu - moscovite: $K_2Al_4(Al_2Si_6O_{20})(OH)_4$;
 Ph - fengite: $K_2(MgAl_3)(AlSi_7O_{20})(OH)_4$; FPh - ferrifengite: $K_2(MgFe^{2+})Fe^{3+}Al_2(AlSi_7O_{20})(OH)_2$;
 FMu - ferrimoscovite: $K_2(Al_3Fe^{3+})(Al_2Si_6O_{20})(OH)_2$.

Na figura 16 encontram-se representados alguns diagramas de variação da composição química das moscovites analisadas, expressa em termos de número de átomos por fórmula unitária, calculada com base em 22 átomos de oxigénio.

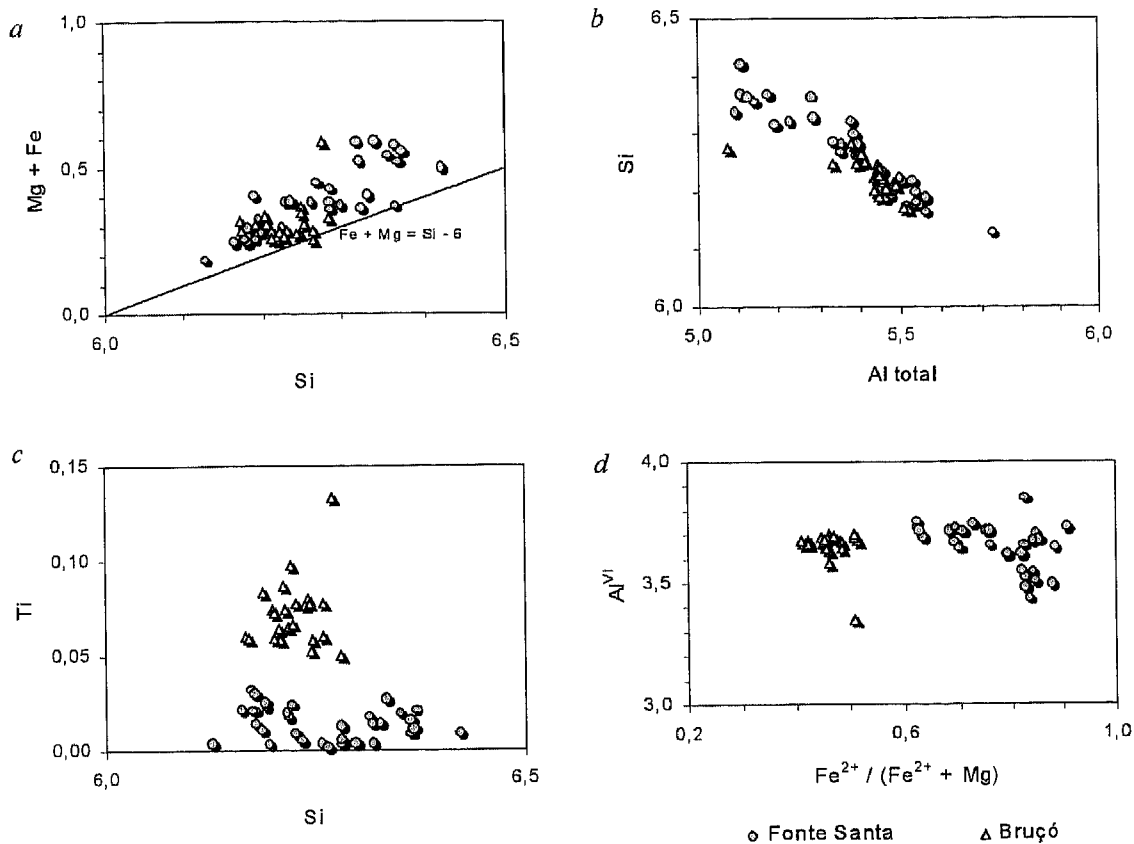


Fig. 16 - Diagramas de variação da composição química das moscovites dos granitos de Bruçó e Fonte Santa: a) $\Sigma(Mg+Fe) - Si$; b) $Si - \Sigma(Al^{VI}+Al^{IV})$; c) $Ti - Si$; d) $Al^{VI} - Fe / (Fe + Mg)$.

Conforme sugerido por GUIDOTTI (1984), o diagrama da fig. 16 a), que opõe o somatório de iões de Mg e Fe ao número de iões de Si presentes na fórmula unitária, pode ser utilizado para avaliar o grau com que ocorre a substituição $(Mg, Fe^{2+})^{VI}$, $Si^{IV} \Delta Al^{VI}$, Al^{IV} (substituição de Tschermak). Se todo o Fe e Mg presentes nas moscovites se devessem exclusivamente àquela substituição, todos os pontos representativos das análises situar-se-iam sobre a recta de equação $Fe+Mg=Si-6$, uma vez que a diminuição de cargas positivas gerada pela substituição $Al^{VI} \rightarrow (Mg, Fe^{2+})^{VI}$ é compensada pela entrada de Si tetraédrico, substituindo o Al de coordenação tetraédrica. Na fig. 16 a) pode ver-se que a maior parte dos pontos se projectam acima daquela recta. Esses desvios podem ser explicados pelo efeito do Fe^{3+} , associado à intervenção de outros mecanismos de substituição, tais como a entrada de Ti nas posições octaédricas, a presença de vazios ou a existência de desvios composicionais em direcção a um extremo trioctaédrico.

Na tabela 5, apresentam-se as composições químicas médias das moscovites analisadas, intervalo de variação e respectivo desvio-padrão. Da sua análise, bem como dos diagramas da fig. 16, rapidamente se constata a existência de importantes diferenças composicionais entre as moscovites que ocorrem nas duas fácies graníticas. Assim, as moscovites do granito de Fonte Santa revelaram-se mais enriquecidas em **Fe** e **XFe** [$XFe = (Fe_T / Fe_T + Mg)$], apresentando também os teores mais elevados de **Na** e de **Mn**. As moscovites do granito de Bruçó são, por seu lado, substancialmente mais ricas em **Ti** e **Mg**. O teor em sódio apresenta um intervalo de variação muito mais amplo nas moscovites do granito de Fonte Santa do que no granito de Bruçó, o que se reflecte necessariamente na percentagem de molécula paragonítica, que chega a atingir os 19.26% nas moscovites do granito de Fonte Santa.

Tabela 5 - Composição química média das moscovites analisadas do granito de Fonte Santa e Bruçó e respectivas fórmulas estruturais (nº de catiões com base em 22 átomos de oxigénio).

	Granito de Fonte Santa				Granito de Bruçó			
	Min.	Máx.	Média	Desvio-padrão	Min.	Máx.	Média	Desvio-padrão
SiO ₂	45,87	47,15	46,50	0,309	46,51	47,29	46,90	0,211
TiO ₂	0,02	0,32	0,14	0,086	0,50	1,32	0,73	0,176
Al ₂ O ₃	31,63	36,36	33,96	1,372	32,08	35,41	34,70	0,675
FeO*	1,36	4,37	2,65	0,962	0,98	2,66	1,28	0,341
MnO	0,00	0,31	0,11	0,075	0,00	0,18	0,04	0,042
MgO	0,13	0,58	0,40	0,104	0,65	1,45	0,83	0,158
CaO	0,00	0,03	0,01	0,011	0,00	0,07	0,01	0,019
Na ₂ O	0,23	1,59	0,64	0,341	0,34	0,85	0,62	0,144
K ₂ O	9,88	10,69	10,35	0,208	9,63	10,75	10,22	0,332
Si	6,127	6,423	6,262	0,078	6,170	6,284	6,227	0,031
Al ^{IV}	1,577	1,873	1,738	0,078	1,716	1,830	1,773	0,031
Al ^{VI}	3,433	3,852	3,649	0,097	3,350	3,699	3,654	0,071
Ti	0,002	0,032	0,014	0,009	0,050	0,133	0,072	0,018
Fe ⁺	0,152	0,498	0,299	0,111	0,109	0,299	0,143	0,039
Mn	0,000	0,036	0,013	0,009	0,000	0,020	0,004	0,005
Mg	0,026	0,115	0,081	0,021	0,129	0,290	0,165	0,032
Y (total)	3,978	4,138	4,056	0,036	3,999	4,077	4,039	0,017
Ca	0,000	0,004	0,001	0,002	0,000	0,010	0,002	0,003
Na	0,061	0,407	0,167	0,087	0,088	0,219	0,160	0,037
K	1,679	1,850	1,777	0,044	1,633	1,841	1,733	0,060
X (total)	1,780	2,113	1,946	0,069	1,803	1,964	1,895	0,048
Total de catiões	13,87	14,09	14,00	0,05	13,85	14,02	13,93	0,04
Cel.=100*(Si-6)/2	6,37	21,17	13,10	3,89	8,49	14,21	11,34	1,53
Par.=100*(Na/(Na+K))	3,20	19,26	8,48	4,11	4,61	11,83	8,46	1,96
XFe = Fe _T / (Fe _T +Mg)	0,62	0,91	0,77	0,08	0,41	0,52	0,46	0,03

Notas: Cel. = percentagem de molécula celadonítica; Par. = percentagem de molécula paragonítica. óxidos expressos em % em peso.

A composição química das moscovites analisadas diferencia claramente as duas fácies graníticas a que nos reportamos. Como veremos mais adiante, estas diferenças mineralógicas reflectirão necessariamente diferenças fundamentais existentes no quimismo das rochas, constituindo assinaturas químico-mineralógicas da própria evolução dos fundidos graníticos que lhes deram origem.

Projectaram-se os valores das moscovites analisadas num diagrama que opõe a percentagem em molécula paragonítica $[\text{Na}/(\text{Na}+\text{K}) \times 100]$ à percentagem em molécula celadonítica $[(\text{Si}-6)/2 \times 100]$ e que se encontra expresso na figura 17. O conteúdo em molécula paragonítica diminui com o aumento da proporção de molécula celadonítica, podendo ver-se que o espectro de variação composicional das moscovites de Fonte Santa é mais amplo para estes dois parâmetros e inclui o intervalo de valores apresentados pelas moscovites do granito de Bruçó.

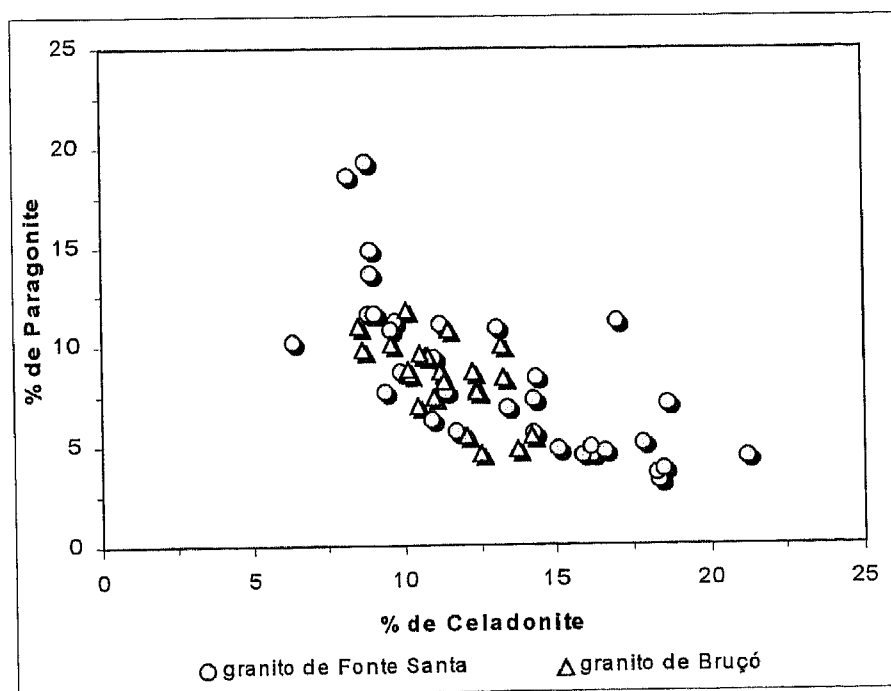


Fig. 17 - Projecção das moscovites analisadas no diagrama paragonite-celadonite $[\text{Na}/(\text{Na}+\text{K}) - (\text{Si}-6)/2]$.

No estudo efectuado à microsonda electrónica, procuramos fazer com que as análises químicas incidissem sobre cristais de morfologia euédrica a subédrica, com dimensões apreciáveis relativamente aos restantes minerais e desprovidos de texturas reaccionais. Desta

forma, procurou garantir-se a obediência aos critérios texturais de atribuição de carácter magmático às moscovites analisadas, descritos no capítulo anterior.

A composição química da moscovite reflecte, como já se disse, a natureza e a evolução dos fundidos graníticos que lhe deram origem, tendo vários autores sugerido a existência de uma relação estreita entre a composição química deste mineral e a sua origem primária ou secundária (MILLER *et al.*, 1981; MONIER *et al.*, 1984; SPEER, 1984). Assim, MILLER *et al.* (1981) investigaram a composição das moscovites primárias e secundárias ocorrentes em 16 plutões graníticos, tendo concluído que as moscovites de natureza primária são mais ricas em **Ti**, **Al** e **Na** e mais pobres em **Mg** e **Si** do que as moscovites secundárias. Propõem assim uma distinção das moscovites, com base nos conteúdos relativos de Ti, Mg e Na.

Na figura 18 ilustra-se a projecção das moscovites analisadas dos granitos de Bruçó e Fonte Santa no diagrama triangular Ti-Mg-Na, podendo ver-se que as moscovites a que tínhamos atribuído uma natureza magmática, com base no aspecto textural, são também as que revelam composições químicas compatíveis com uma origem primária, segundo os campos definidos por aqueles autores. Esta constatação é particularmente evidente nas moscovites analisadas do granito de Bruçó. No caso do granito de Fonte Santa, e se tivermos em consideração os campos definidos por SPEER (1984) para o mesmo diagrama triangular, verificamos que algumas moscovites analisadas caem no campo das moscovites de origem secundária.

MONIER *et al.* (1984) distinguiram três tipos de moscovites com base nos teores relativos de Fe_2O_3 , MgO e TiO_2 : moscovites I ou magmáticas, ricas em TiO_2 ; moscovites II, tardi a pós-magmáticas, ricas em Fe_2O_3 e pobres em TiO_2 e moscovites III, de origem hidrotermal, pobres em Fe_2O_3 e ricas em MgO (ilites e esmectites). A moscovite magmática evolui com a diferenciação magmática, no sentido de um enriquecimento relativo de Fe_2O_3 , tornando-se mais pobre em TiO_2 e MgO no decurso da evolução. Essa tendência evolutiva exprime-se por uma sucessiva aproximação ao vértice férrico num diagrama triangular $\text{FeO}-\text{TiO}_2-\text{MgO}$ (fig. 19). Nesse diagrama, as moscovites analisadas do granito de Bruçó projectam-se igualmente no campo das moscovites de origem magmática, pelo que a presença de moscovite primária neste granito parece ser confirmada pelos dois diagramas utilizados ($\text{Mg}-\text{Ti}-\text{Na}$ e $\text{FeO}-\text{TiO}_2-\text{MgO}$), corroborando as observações feitas com base na análise textural.

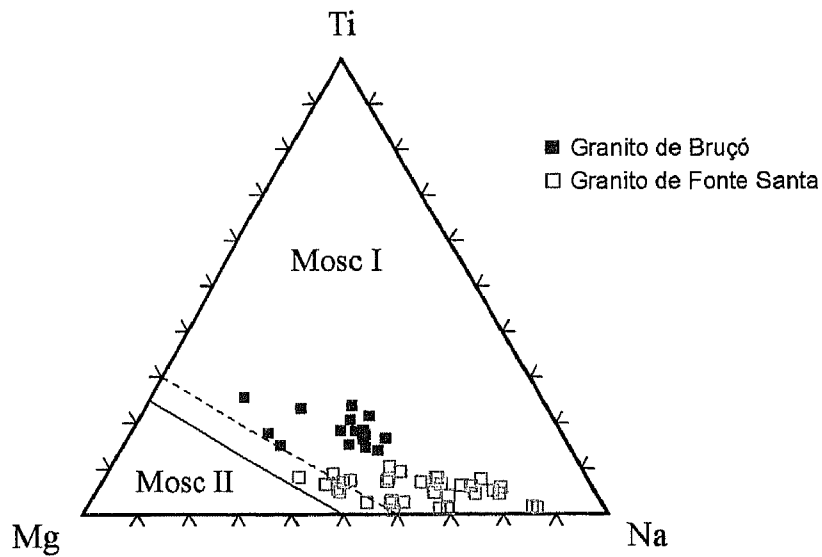


Fig. 18 Projecção das moscovites analisadas no diagrama Mg-Ti-Na. O traço a cheio separa os campos das moscovites primárias das secundárias, segundo MILLER *et al.* (1981); a tracejado, representa-se a subdivisão dos mesmos campos proposta por SPEER (1984). Mosc I: moscovites de origem primária, magmática; mosc. II: moscovites de origem secundária.

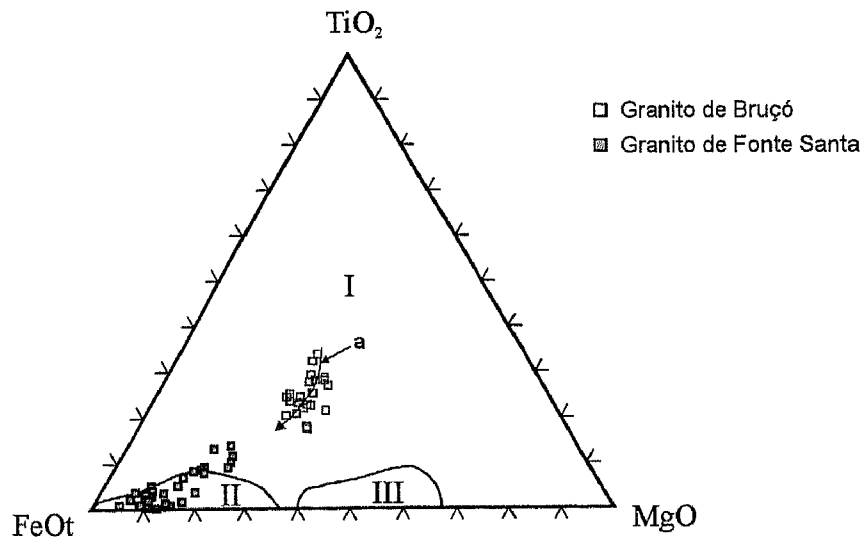


Fig. 19 Projecção das moscovites analisadas no diagrama FeOt-TiO₂-MgO de MONIER *et al.* (1984). I - moscovites de origem magmática; II - moscovites de origem tardi a pós-magmática; III - moscovites de origem hidrotermal; a - linha evolutiva das moscovites magmáticas do granito de Bruçó.

No caso do granito de Fonte Santa, verifica-se que a maior parte das moscovites analisadas, quando projectadas no diagrama de MONIER *et al.* (1984), caem no domínio das moscovites de alteração tardi a pós-magmática, em virtude dos seus elevados teores em FeO total.

Tal como é salientado por FERNÁNDEZ SUÁREZ *et al.* (1992), as moscovites presentes em leucogranitos sem biotite $\pm$ granada mostram características composicionais distintas das moscovites dos granitos de duas micas, manifestadas tanto nas relações inter-elementares Ti-Mg-Fe-Na, como nos teores absolutos de FeOt e MnO, em geral mais elevados do que nas moscovites dos granitos de duas micas. O conteúdo em Fe e Mn das moscovites dos leucogranitos depende, assim, da presença ou ausência de granada, de tal modo que nos leucogranitos que possuem granada como mineral acessório, as moscovites possuem baixos teores de Fe e Mn, semelhantes a ligeiramente superiores aos das moscovites dos granitos de duas micas. No granito de Fonte Santa, desprovido de biotite, também não foi detectada a presença de granada, pelo que a moscovite constitui o principal mineral que pode acomodar quantidades relativamente apreciáveis de Fe na sua estrutura.

A composição das moscovites do granito de Fonte Santa é, pois, controlada pela composição do sistema granítico em que se formam, caracterizado por teores elevados de SiO₂ (SiO₂ > 73%), baixos teores de TiO₂ (TiO₂ < 0.04%) e ausência de biotite modal ou granada. É de salientar que as moscovites que se projectam próximo ao vértice sódico do diagrama de MILLER *et al.* (1981) são as que se representam junto ao vértice férrico do triângulo FeOt-TiO₂-MgO de MONIER *et al.* (1984). Por esta razão, concluímos, tal como FERNÁNDEZ SUÁREZ *et al.* (1992), que o diagrama de MONIER *et al.* (1984) não parece ser adequado ao estudo das moscovites presentes em leucogranitos sem biotite e sem granada.

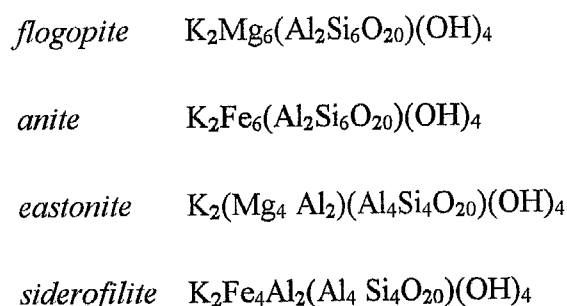
Admitimos, contudo, que algumas análises químicas de moscovites, texturalmente reconhecidas como primárias no granito de Fonte Santa, possam reflectir a presença de moscovite recristalizada segundo planos de microcisalhamentos, como resultado do processo de deformação sofrido. No entanto, os estudos que efectuamos parecem ser conclusivos quanto à presença de moscovite primária nas duas fácies graníticas. O carácter magmático da moscovite é reconhecido, tanto com base em características texturais e químicas, como com base em características paragenéticas, já que, sendo a moscovite um mineral aluminoso, a sua ocorrência como mineral primário só é possível em granitos peraluminosos (com excesso de Al₂O₃ molar sobre Na₂O, K₂O e CaO, ou seja, com A/CNK > 1), associada a outros minerais

igualmente aluminosos (biotite aluminosa e silimanite, no granito de Bruçó; silimanite e turmalina, no granito de Fonte Santa).

4.5 Biotite

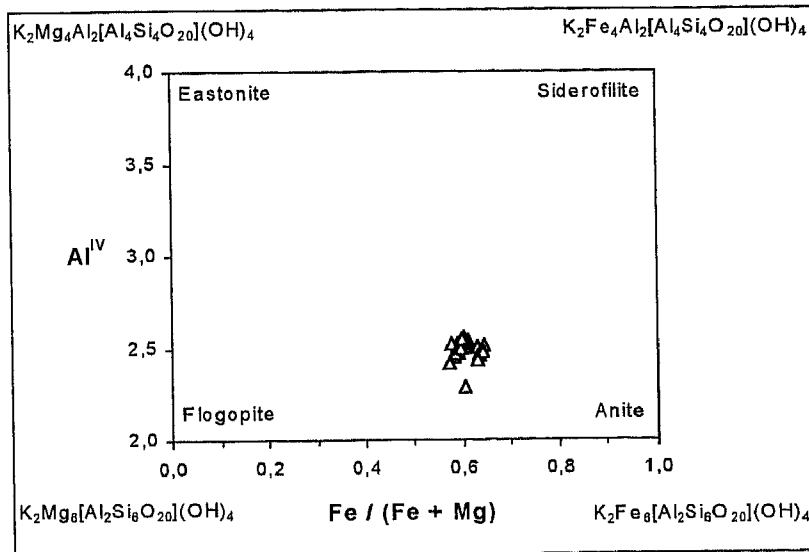
Os estudos de geoquímica mineral realizados sobre a biotite reportam-se unicamente à fácies granítica de Bruçó, uma vez que o leucogranito de Fonte Santa se revelou desprovido deste mineral. Este estudo tem por base um total de 37 análises químicas de cristais tabulares de biotite, com características texturais que apontam para uma origem magmática, não afectados, portanto, por processos tardios de alteração metassomática. O total de óxidos nas análises consideradas é sempre superior a 94.5% (Tabela B.4, anexo B).

A biotite é a mica trioctaédrica mais comum nas rochas graníticas, podendo a sua variação química ser descrita num espaço composicional ideal formado pelos seguintes termos extremos:

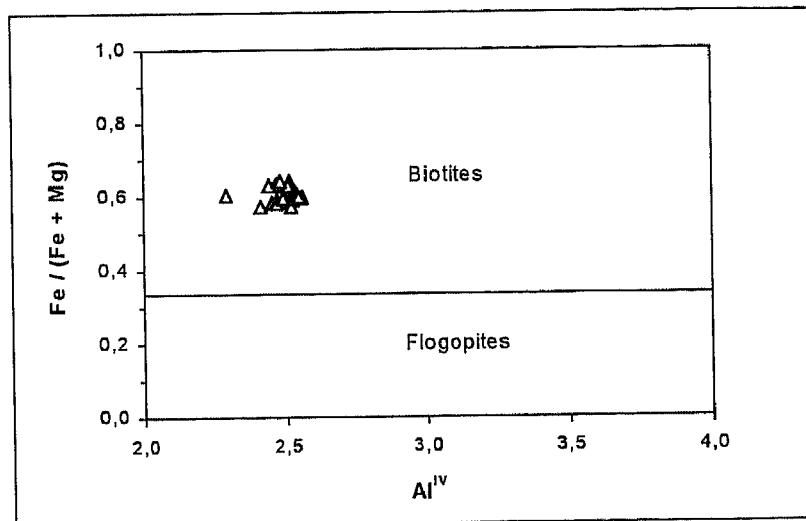


É habitual representar a composição química da biotite num diagrama rectangular Al^{IV} - Fet/(Fet+Mg), em que cada um dos vértices corresponde aos quatro componentes principais citados (fig. 20 a). Nesse diagrama, apenas são consideradas as substituições que envolvem os elementos Fe, Mg e Al. Contudo, a composição da biotite não é apenas considerada como o resultado de uma única solução sólida envolvendo aqueles termos extremos, dada a complexidade das substituições que podem ser operadas simultaneamente.

As biotites analisadas do granito de Bruçó apresentam valores de Al^{IV} compreendidos entre 2.29 e 2.56 e de XFe [$XFe = Fet/(Fet+Mg)$] entre 0.57 e 0.64. A relação Mg/Fe é variável entre 0.55 e 0.74, sendo sempre inferior ao limite estabelecido por DEER *et al.* (1962) para a separação entre o grupo das flogopites e o grupo das biotites e que corresponde a Mg/Fe=2 (fig. 20 b).



a)



b)

Fig. 20 a) Projecção das biotites analisadas do granito de Bruçó no plano de composição ideal da biotite, constituído pelos quatro termos extremos flogopite-anite-eastonite-siderofilite. b) Diagrama $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg}) - \text{Al}^{\text{IV}}$, com a separação entre flogopites e biotites sugerida por DEER *et al.* (1962), em que a linha divisória corresponde a $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})=1/3$, ou seja, $\text{Mg}/\text{Fe}=2$.

Projectando os valores médios da relação $X_{\text{Fe}} = \text{Fe}_T / (\text{Fe}_T + \text{Mg})$ das biotites em função da percentagem em peso de SiO_2 da amostra que as contém, verifica-se a existência de uma forte correlação positiva entre ambos, o que pressupõe um forte controlo daquela relação na biotite pela composição química da rocha total (fig. 21). Este aumento da actividade do Fe tem sido explicado como sendo o resultado de uma diminuição progressiva de temperatura e

das condições de oxidação do meio, à medida que a evolução magmática progride (WONES e EUGSTER, 1965, *in* SPEER, 1984).

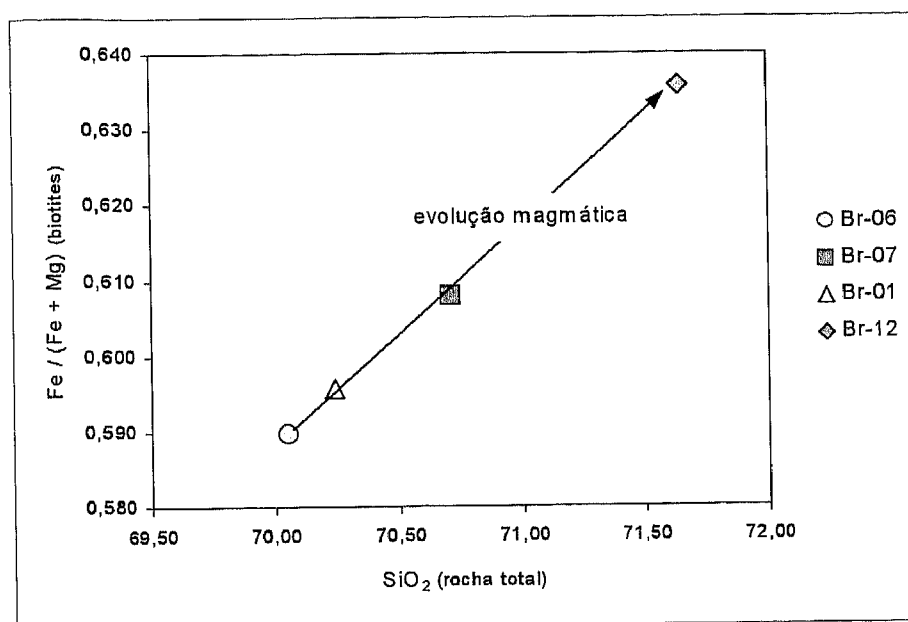


Fig. 21 Relação entre os valores médios de XFe das biotites analisadas e a percentagem em peso de SiO₂ das amostras.

A constatação de que a biotite é um dos minerais que melhor reflectem a composição das rochas hospedeiras e, em última análise, dos próprios fundidos a partir dos quais cristalizaram, torna-o um mineral muito interessante na tipificação geoquímica de granitóides. Com efeito, a biotite pode variar bastante de composição, de acordo com os diferentes tipos de rocha em que se encontra, o que lhe permite traduzir tanto a natureza como as condições físico-químicas dos magmas a partir dos quais se formou. As características químicas e as variações composicionais da biotite, podem, assim, ser utilizadas, de forma muito fiável, na determinação da natureza das diversas associações magmáticas.

NACHIT *et al.* (1985) propõem um diagrama que caracteriza as séries magmáticas em função do quimismo das biotites, através da projecção do Al total ($Al^{IV} + Al^{VI}$) em função do Mg, expressos em termos de número de cations por fórmula unitária. Nesse diagrama, as biotites analisadas do granito de Bruço são projectadas no campo das **séries magmáticas alumino-potássicas**, no sub-domínio dos granitos com biotite $\pm$ cordierite e outros silicatos de alumínio (fig. 22). Convém assinalar que a separação entre os campos Bt $\pm$ Crd e Bt + Ms não é muito clara no diagrama apresentado por estes autores, uma vez que as amostras

utilizadas para definir o campo Bt + Ms (amostras do granito de Pontivy) também se distribuem no campo da biotite em associação com cordierite (Bt ± Crd).

No diagrama da fig. 22, pode ainda observar-se a existência de uma ligeira correlação negativa entre o Al_T e o Mg, definindo uma tendência evolutiva que se traduz num aumento de Al_T com a diminuição do Mg das biotites e que é compatível com um processo normal de diferenciação magmática. Esta correlação sugere a intervenção da substituição $3Mg \leftrightarrow 2Al$ na produção de biotites sucessivamente mais enriquecidas em Al, evolução que é particularmente comum em biotites de rochas peraluminosas (ABDEL-RAHMAN, 1994).

Os teores mais elevados em Al das biotites das séries alumino-potássicas podem ser indicativos de uma maior participação da crosta continental na génese destes magmas graníticos (NACHIT *et al.*, 1985).

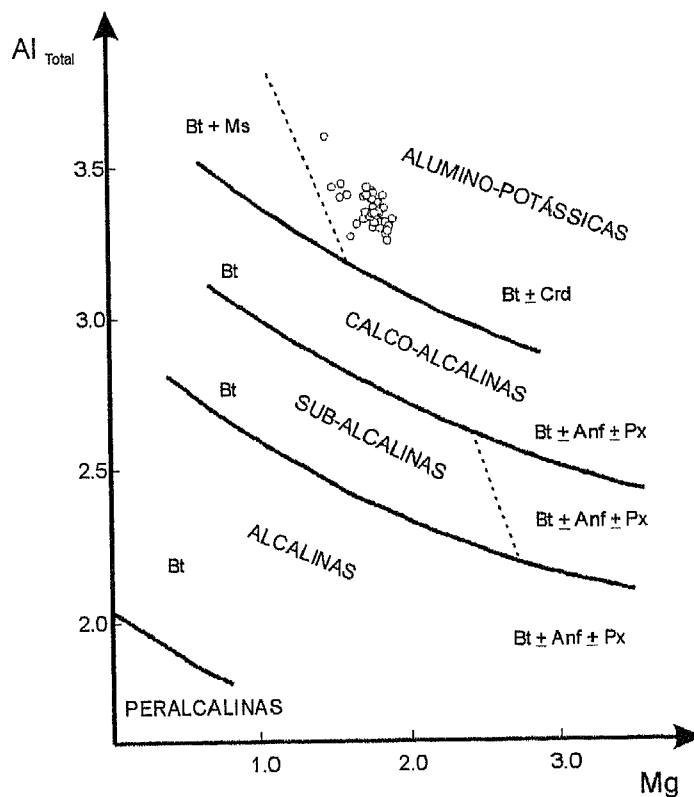


Fig. 22 Diagrama Mg vs. Al_T de NACHIT *et al.* (1985), com representação das biotites analisadas do granito de Bruçó. Bt + Ms, granitos com biotite e moscovite; Bt ± Crd, granitos com biotite ± cordierite; Bt, granitos com biotite isolada; Bt ± Anf ± Px, granitos com biotite ± anfíbola ± piroxena.

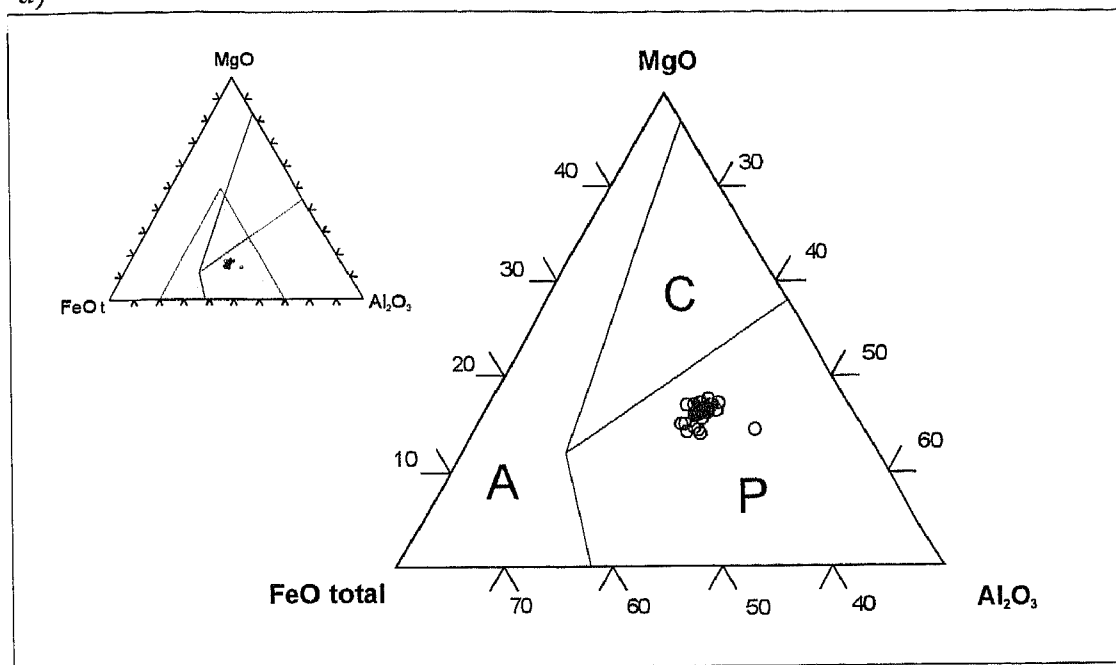
ABDEL-RAHMAN (1994), a partir de uma compilação de 325 análises de biotites de diferentes maciços graníticos com afinidade **alcalina (A)**, **calcoalcalina (C)** e **peraluminosa (P)**, assinala a existência de consideráveis diferenças composicionais entre as biotites destas séries, no que diz respeito aos teores de MgO, FeOt e Al₂O₃. Nos diagramas discriminantes propostos, o campo A é caracterizado por rochas de quimismo alcalino, geralmente enquadradas em ambientes anorogénicos relacionados com uma tectónica de tipo distensivo; o campo C é definido por séries calcoalcalinas, que incluem os granitos de tipo I (CHAPPELL e WHITE, 1974), a maior parte dos quais relacionados com processos orogénicos de subducção e o campo P é ocupado por rochas peraluminosas, agrupando granitos de tipo S e granitos colisionais.

O autor citado assinala que as biotites das rochas alcalinas se distinguem claramente pelos seus mais elevados teores em FeOt, encontrando-se tipicamente associadas a anfíbolas e piroxenas alcalinas e/ou faialite. As biotites das rochas calcoalcalinas são moderadamente enriquecidas em Mg e associam-se a anfíbolas e piroxenas cálcicas. Por último, as biotites pertencentes a rochas peraluminosas são ricas em Al, apresentam composições siderofílicas e encontram-se associadas a moscovite e, eventualmente, outros minerais aluminosos, tais como granada, cordierite, ou andaluzite. O autor salienta, ainda, que o valor médio da razão FeOt/MgO duplica das séries calcoalcalinas (1.76) para as peraluminosas (3.48) e destas para as alcalinas (7.04).

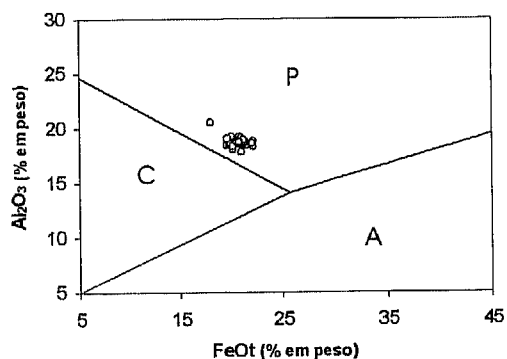
O comportamento contrastante do Fe e do Mg, em relação ao Al, durante a cristalização da biotite, parece ser um reflexo das condições físico-químicas que presidem à formação dos diversos sistemas magmáticos. ABDEL-RAHMAN (1994) refere que as diferenças existentes entre as forças de ligação electrostática de Mg–O e Fe–O, a sensibilidade do Fe para com o estado de oxidação dos fundidos durante a cristalização da biotite, o comportamento dos voláteis e os conteúdos iniciais de Fe e Mg dos respectivos magmas, são alguns dos factores que afectam o comportamento destes elementos químicos nas biotites, especialmente em relação ao Al.

As biotites analisadas do granito de Bruçó apresentam valores de FeOt/MgO compreendidos entre 2.39 e 3.22. A sua projecção nos diagramas discriminantes propostos por ABDEL-RAHMAN (1994) cai sempre nos campos correspondentes às **séries peraluminosas** (fig. 23), o que concorda com a classificação de NACHIT *et al.* (1985), que agrupa as biotites analisadas no domínio das rochas pertencentes a séries alumino-potássicas.

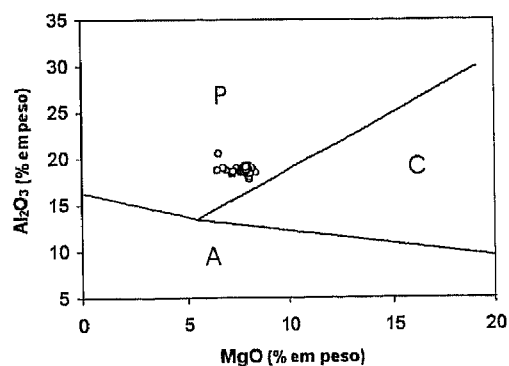
a)



b)



c)



d)

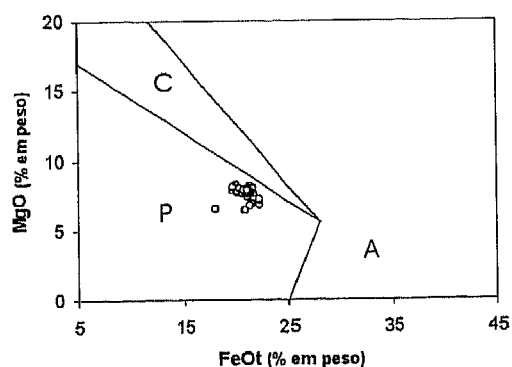
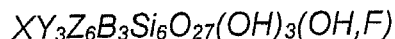


Fig. 23 -Projecção das biotites analisadas do granito de Bruçó nos diagramas discriminantes de ABDEL-RAHMAN (1994): a) diagrama FeOt - MgO - Al_2O_3 ; b) diagrama FeOt - Al_2O_3 ; c) diagrama MgO - Al_2O_3 ; d) diagrama FeOt-MgO.

A - biotites de séries alcalinas anorogénicas;
C - biotites de séries calcoalcalinas;
P - biotites de séries peraluminosas, incluindo granitos colisionais e de tipo S.

4.6 Turmalina

A turmalina é um borossilicato complexo, cuja fórmula química geral pode ser escrita do seguinte modo (DEER *et al.*, 1986):



Possui dois tipos de posições octaédricas: a posição Z e uma posição Y, ligeiramente maior e mais distorcida. A posição Z é ocupada tipicamente pelo Al, embora este elemento possa ser substituído por quantidades significativas de Fe^{2+} , Fe^{3+} , Ti, Mg, Cr e V^{3+} (HENRY e GUIDOTTI, 1985). A segunda posição octaédrica (Y) tolera substituições extensas e diversas, que envolvem diversos tipos de catiões, entre os quais Mg, Fe, Mn, Li e Al. A posição X geralmente contém Na, mas também pode acomodar quantidades variáveis de Ca, K, Mg e vazios.

As principais variedades composicionais do grupo das turmalinas devem-se, contudo, às substituições que se operam na posição octaédrica Y, dando origem às turmalinas magnesianas ou **dravites** (Y predominantemente ocupado pelo Mg), às turmalinas ferríferas ou **escorlites** (Fe^{2+} predominante na posição Y) e às turmalinas alcalinas ou **elbaïtes**, geralmente ricas em Li (na posição Y). Uma parte do Al pode substituir o Si na posição tetraédrica, ao passo que o B, em coordenação triangular regular, aparentemente não tem substitutos. Na posição hidroxila, os aniões F^- e O^{2-} podem substituir o OH^- .

Vários estudos têm vindo a demonstrar que a composição da turmalina reflecte o ambiente químico do sistema em que se forma, sendo a sua variação composicional controlada quer pela natureza da rocha hospedeira, quer pelos processos que conduziram à sua formação (HENRY e GUIDOTTI, 1985; LONDON e MANNING, 1995; LONDON *et al.*, 1996). A sua grande estabilidade mecânica e química, aliada à variedade composicional que apresenta, favorecida por uma estrutura cristalina que permite a ocorrência de diversos tipos de substituições, conferem-lhe um grande interesse como potencial indicador petrogenético em diversos tipos de rochas.

As fórmulas estruturais das turmalinas dos granitos de Bruçó e Fonte Santa foram calculadas com base em 24,5 átomos de oxigénio, a que correspondem três átomos de B por fórmula unitária (Tabela B.5, anexo B).

As turmalinas analisadas dos granitos de Bruçó e Fonte Santa pertencem à série **escorlite-dravite**. Os resultados analíticos denunciam, contudo, a existência de importantes diferenças composicionais entre as turmalinas das duas fácies graníticas em apreço. Assim, as turmalinas do granito de Fonte Santa revelam-se mais ricas em Fe e pobres em Mg e Ti, apresentando um valor médio de $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg}) = 0.89$, o que as aproxima do termo final rico em Fe (**escorlite**). Por seu lado, as turmalinas do granito de Bruçó apresentam uma composição mais magnesiânica, com um valor médio de $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg}) = 0.47$, projectando-se mais perto do domínio composicional das **dravites** num diagrama Fe-Mg (fig. 24).

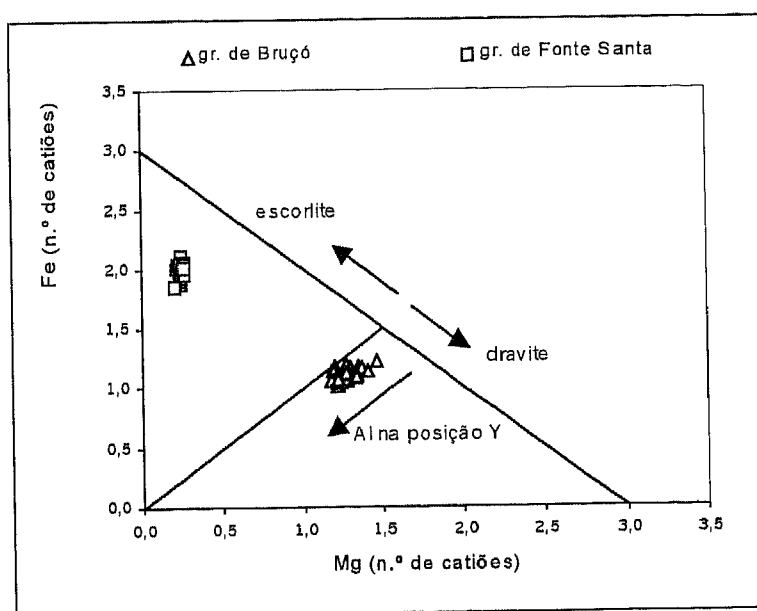


Fig. 24 Projecção das turmalinas do granito de Bruçó e Fonte Santa em diagrama Fe-Mg, expressos em termos de n.º de átomos por fórmula unitária (campos extraídos de LONDON e MANNING, 1995).

A representação do Al (total) em função de $(\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Mn})$ evidencia uma notável correlação negativa entre ambos, o que sugere a intervenção de substituições de tipo Tschermak ($\text{Mg}_Y + \text{Si}_T \leftrightarrow \text{Al}_Y + \text{Al}_T$). Nesse diagrama (fig. 25), pode ainda verificar-se que o intervalo de variação dos valores catiónicos de Al total é superior nas turmalinas analisadas do granito de Bruçó. Contudo, a turmalina do granito de Fonte Santa revela-se ligeiramente mais aluminosa, apresentando um número mais elevado de catiões de Al a ocuparem a posição octaédrica Y (em média, $\text{Al}_Y = 0.514$, no granito de Fonte Santa e $\text{Al}_Y = 0.372$, no granito de Bruçó).

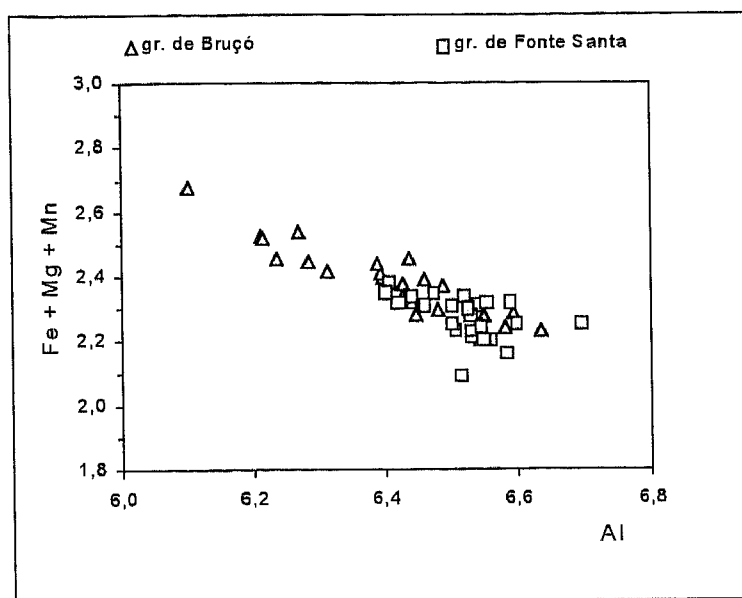
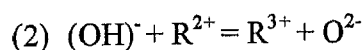
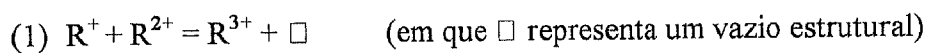


Fig. 25 Diagrama Al (total) – (Fe+Mg+Mn), expressos em total de catiões por fórmula unitária, com representação da composição das turmalinas analisadas dos granitos de Bruçó e Fonte Santa.

As turmalinas analisadas apresentam défice em R^+ ($Na^+ + 2Ca^{2+} + K^+$) e R^{2+} ($Fe^{2+} + Mg^{2+} + Mn^{2+}$) e excesso de R^{3+} ($Al^{3+} + 4/3Ti^{4+}$). Este facto pode ser devido ao efeito de duas substituições associadas que ocorrem na solução sólida contínua escorlite-dravite:



A substituição (1) conduz à turmalina destituída de álcalis, ao passo que a substituição (2) se dirige até um termo extremo com défice de protões.

A extensão alcançada por aqueles dois mecanismos de substituição e a sua importância relativa podem ser avaliadas no diagrama $(R^+ + R^{2+}) - R^{3+}$, verificando-se que as turmalinas analisadas se aproximam da linha correspondente à substituição (1), que implica deficiência alcalina (fig. 26). Além disso, este mecanismo de substituição composicional parece ter mais expressão nas turmalinas do granito de Fonte Santa do que nas do granito de Bruçó.

Em geral, o valor de $(R^+ + R^{2+})/R^{3+}$ nas turmalinas do granito de Bruçó é mais elevado do que nas turmalinas do granito de Fonte Santa, o que está relacionado com os conteúdos mais elevados em Al que estas manifestam.

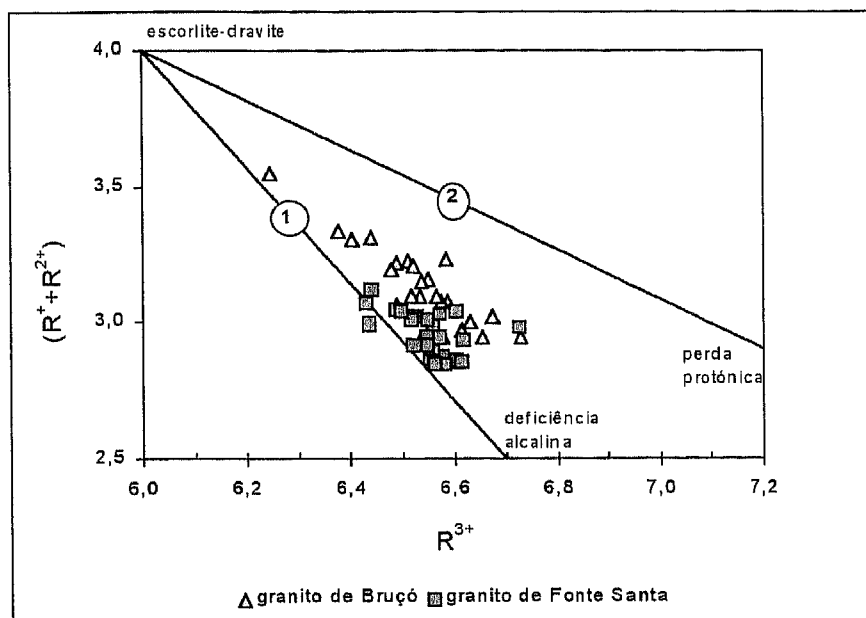


Fig. 26 Projecção das turmalinas analisadas no diagrama $(R^+ + R^{2+}) - R^{3+}$ (MANNING, 1982, modificado por RODA *et al.*, 1995). $R^+ = (Na^+ + K^+ + 2Ca^{2+})$, $R^{2+} = (Fe^{2+} + Mg^{2+} + Mn^{2+})$ e $R^{3+} = (Al^{3+} + 4/3Ti^{4+})$. As rectas traduzem as substituições (1) $R^+ + R^{2+} = R^{3+} + \square$, que conduz ao termo extremo com deficiência alcalina, e (2) $(OH)^- + R^{2+} = R^{3+} + O^{2-}$, conducente à turmalina com deficiência protónica.

As turmalinas estudadas contrastam com a sugestão de DEER *et al.* (1986), segundo a qual as substituições que implicam perda protónica são três vezes mais comuns do que aquelas que conduzem a défice de álcalis. Estas substituições reflectirão especificidades do ambiente químico em que se formam as turmalinas, sendo admitido que os sistemas enriquecidos em H_2O favorecem as substituições que provocam perda de álcalis em detrimento das que originam perda protónica (GALLAGHER, 1988, citado por RODA *et al.*, 1995).

Em suma, pode dizer-se que a composição química e evolução das turmalinas presentes nestas duas fácies graníticas as diferencia claramente, reflectindo as condições do ambiente químico em que se originaram. Ambas pertencem à série da escorlite-dravite e apresentam composições aluminosas, que se reflectem na ocupação total da posição octaédrica Z pelo Al e na existência de Al a ocupar espaços existentes na segunda posição octaédrica (Y). Contudo, a turmalina do granito de Fonte Santa revela-se, em média, mais enriquecida em Al, Fe e $Fe/(Fe+Mg)$. O aumento de Al e $Fe/(Fe+Mg)$ verificado nas turmalinas do granito de Fonte Santa deverá traduzir um maior grau de evolução geoquímica da própria rocha hospedeira. Com efeito, vários autores têm admitido que a turmalina associada a estádios mais precoces da diferenciação magmática é mais rica em Mg do que a que se forma nos estádios mais

tardios (NEIVA, 1974, *in* NEIVA *et al.*, 1998; RODA *et al.*, 1995; LONDON e MANNING, 1995). A turmalina de origem magmática parece, assim, reflectir os índices de diferenciação do magma a partir do qual cristalizou, tendo LONDON e MANNING (1995) verificado que a turmalina disseminada nos granitos da Cornualha se torna cada vez mais aluminosa, rica em flúor e com valores mais elevados da razão $Fe/(Fe+Mg)$, ao mesmo tempo que aumenta a diferenciação magmática, na sequência granito biotítico → granito com turmalina → granito com mica litínifera → microgranito → granito com topázio.

Atendendo aos elevados teores em Al que apresentam, bem como aos fracos zonamentos químicos verificados em alguns grãos de turmalina, contrastantes com o zonamento composicional fino que caracteriza as turmalinas de origem hidrotermal, admitimos uma origem magmática para as turmalinas analisadas das duas fácies graníticas (LONDON e MANNING, 1995; LONDON *et al.*, 1996).

4.7 Volframite

Foram analisados alguns cristais de volframite ocorrentes no granito de Fonte Santa, nomeadamente na amostra cujo notório enriquecimento em W (158 ppm) nos conduziu a uma investigação mineralógica um pouco mais pormenorizada (amostra FS-01).

Como vimos no capítulo anterior, as volframites identificadas nesta amostra são relativamente frequentes e ocorrem, sobretudo, em agregados de cristais idiomórficos a sub-idiomórficos, embora também seja vulgar a presença de grãos isolados na matriz.

As análises realizadas à microsonda electrónica (tabela B.6, anexo B) são reveladoras da existência de alguma diversidade nas composições químicas das volframites do granito de Fonte Santa, que, apesar disso se situam sempre no domínio composicional das **hubnerites**. Com efeito, os teores de Fe são sempre inferiores aos de Mn, pelo que a relação $Fe/(Fe+Mn)$ é geralmente baixa, apontando para percentagens de molécula hubnerítica variáveis entre 57% e 86%.

Na figura 27 apresentam-se alguns diagramas que ilustram a variação composicional das volframites analisadas e nos quais se evidenciam, particularmente, as fortes correlações negativas entre o Fe e o Mn atómicos e entre o W e (Nb + Ta). A primeira correlação é ilustrativa das habituais trocas catiónicas entre Fe^{2+} e Mn^{2+} , características da solução sólida

ferberite (FeWO_4) – hubnerite (MnWO_4). A segunda correlação, mais fraca do que a anterior, testemunha a incorporação de Nb^{5+} e Ta^{5+} na posição octaédrica ocupada pelo W^{6+} .

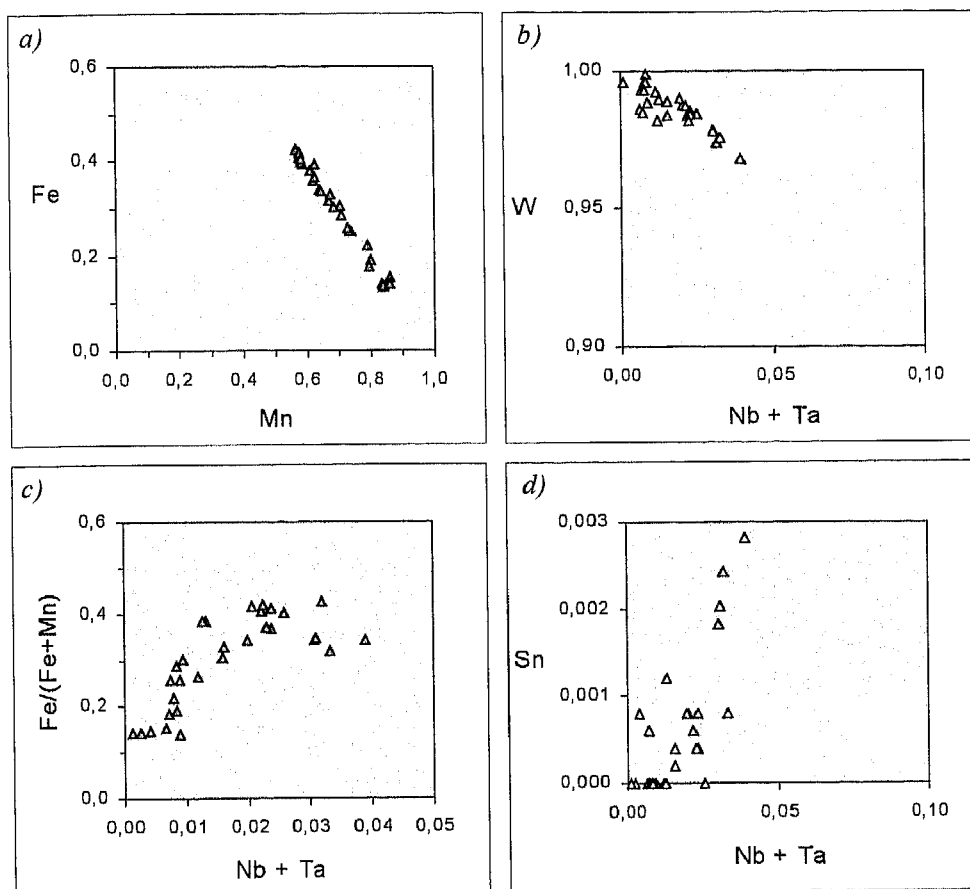
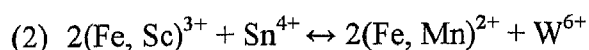
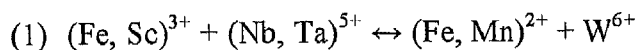


Fig. 27 Variação composicional das volframites analisadas do granito de Fonte Santa; elementos expressos em total de cátions por fórmula unitária, normalizada para 4 átomos de oxigénio.

Da fig. 27 c) se infere que a entrada de Nb e Ta na estrutura da volframite é mais comum para conteúdos ligeiramente inferiores de molécula hubnerítica ($\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mn}) > 0.30$). Por outro lado, verifica-se que o teor em Sn aumenta, em geral, com o aumento do teor em Nb e Ta (fig. 27 d), o que parece sugerir um mecanismo associado, com a entrada de Sn na posição do W.

Efectivamente, TINDLE e WEBB (1989) sugerem que as principais substituições químicas verificadas na volframite envolvem a troca de iões de W (posição Y) por Nb, Ta e Sn, associada à substituição de Fe e Mn (posição X) por iões de Sc e Ca. O raio iónico de cada uma destas espécies químicas é compatível com o esquema de substituições proposto, se bem que os autores admitam que o Ca deve constituir uma impureza e não um verdadeiro

componente estrutural da volframite. A neutralidade electrostática é mantida por trocas adicionais simultâneas, em que os iões Fe^{3+} e Sc^{3+} substituem Fe^{2+} e Mn^{2+} e os iões Nb^{5+} , Ta^{5+} e Sn^{4+} ocupam a posição do W^{6+} , de acordo com as seguintes equações:



O trabalho de TINDLE e WEBB (1989) reporta-se a volframites columbíferas (até 8% de Nb_2O_5) que ocorrem no complexo granítico de Glen Gairn (Escócia), em veios de quartzo (associada a cassiterite, scheelite e sericite) e no granito encaixante, silicificado e greisenizado.

As volframites a que nos referimos apresentam teores em Nb_2O_5 que não excedem 1.35%, sendo de referir que as mais enriquecidas em Nb e Ta se encontram, regra geral, associadas a outras fases minerais portadoras de Nb e Ta de que nos ocuparemos adiante. Por agora, destaca-se o carácter hubnerítico das volframites analisadas do granito de Fonte Santa, que será, sobretudo, um indicador da composição química da solução a partir da qual precipitaram.

4.8 Fases minerais portadoras de Nb e Ta

Na amostra FS-01 detectou-se a ocorrência de minerais associados a cristais de volframite, que se revelaram enriquecidos em Nb e Ta e, que, embora raros e de difícil determinação — baseada exclusivamente nos dados analíticos disponíveis —, representam um importante dado adicional para a caracterização do granito de Fonte Santa.

Na sequência de imagens de Raios-X que se apresenta nas fotos 20 a 24 podemos avaliar a distribuição dos elementos maiores no grão metálico que a imagem de electrões secundários da foto 19 ilustra. As imagens obtidas demonstram a ocorrência de zonas fortemente enriquecidas em Nb e Ta e mais pobres em W, não se verificando diferenças consideráveis na distribuição do Fe e do Mn. Nesta área efectuaram-se as análises químicas dos pontos 1 a 5 da tabela B.6 (anexo B), com a composição química da volframite, e as análises apresentadas na tabela 6, referentes ao grão central delimitado na foto 19 e cujas composições apontam para uma **volframoixiolite** $[(\text{Nb}, \text{Mn}, \text{W}, \text{Fe}, \text{Ta}, \text{Ti}, \text{Sn})_4\text{O}_8]$.

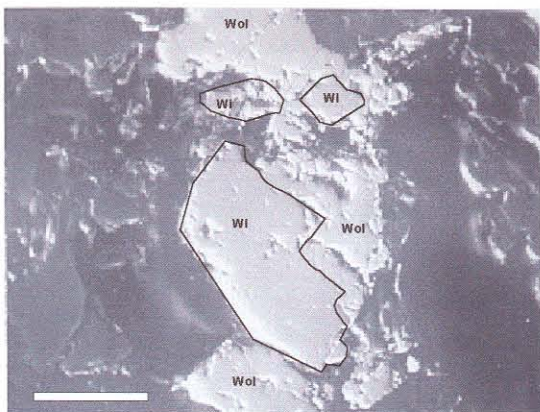


Foto 19 Imagem de electrões secundários, mostrando grãos de wolframioxiolite (Wi) associados a wolframite (Wol). Amostra FS-01. Dimensão da barra branca: 50 µm.

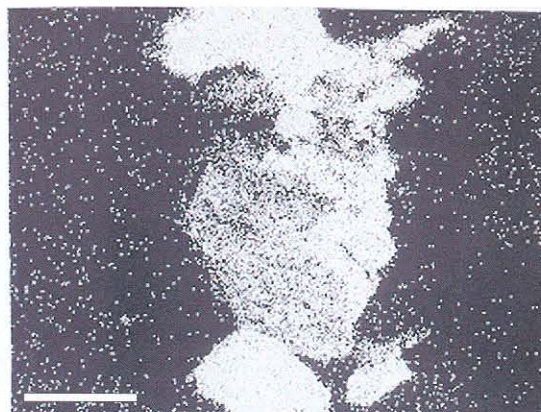


Foto 20 Imagem de Raios X, mostrando a distribuição do W na área da foto anterior. Dimensão da barra branca: 50 µm.

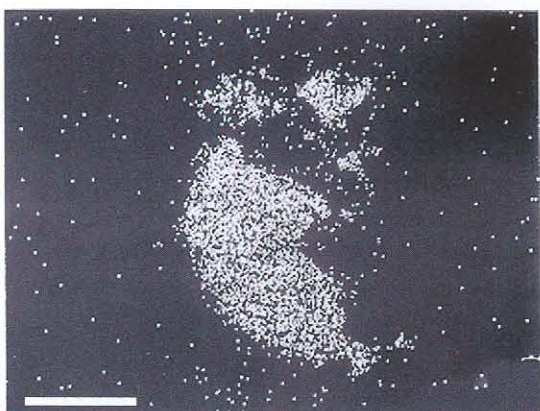


Foto 21 Imagem de Raios X, mostrando a distribuição do Nb na área da foto 19. Dimensão da barra branca: 50 µm.



Foto 22 Imagem de Raios X, mostrando a distribuição do Ta na área da foto 19. Dimensão da barra branca: 50 µm.

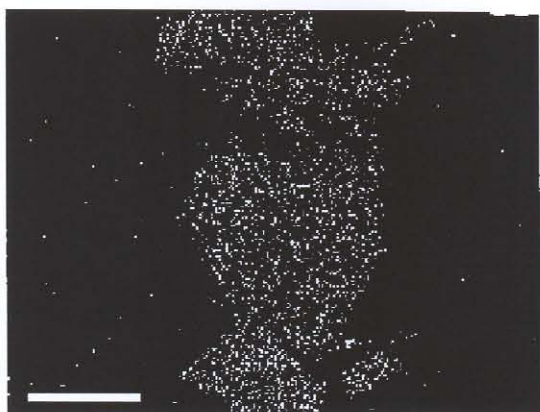


Foto 23 Imagem de Raios X, mostrando a distribuição do Mn na área da foto 19. Dimensão da barra branca: 50 µm.

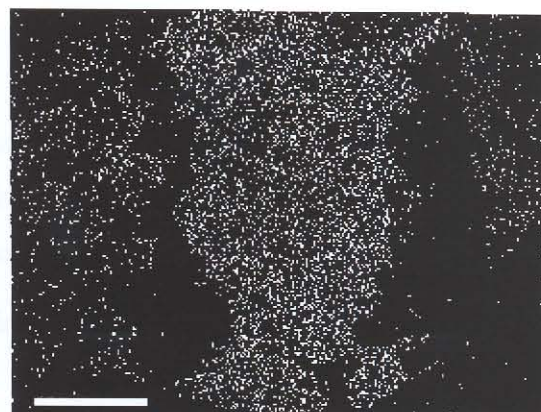


Foto 24 Imagem de Raios X, mostrando a distribuição do Fe na área da foto 19. Dimensão da barra branca: 50 µm.

Tabela 6 Análises de provável volframoixiolite (grão da foto 19) e fórmulas estruturais calculadas com base em 8 átomos de oxigénio (amostra FS-01).

	1	2	3	4	5	6	Média	Mín.	Máx.
CaO	0,03	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,03
TiO ₂	0,50	0,74	0,49	0,62	0,68	0,71	0,62	0,49	0,74
MnO	11,61	11,74	12,13	11,28	11,68	11,15	11,60	11,15	12,13
FeO total	9,30	8,87	9,43	9,06	8,56	8,62	8,97	8,56	9,43
Nb ₂ O ₅	24,17	31,98	25,59	29,58	32,07	31,96	29,23	24,17	32,07
MoO ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
SnO ₂	0,20	0,24	0,22	0,26	0,31	0,19	0,24	0,19	0,31
Ta ₂ O ₅	11,80	16,07	11,28	14,33	16,62	16,38	14,41	11,28	16,62
WO ₃	41,18	29,54	39,12	33,19	28,89	29,02	33,49	28,89	41,18
total de óxidos	98,79	99,18	98,28	98,33	98,81	98,04	98,57	98,04	99,18
N.º de catiões com base em 8 átomos de oxigénio									
Ca	0,003	0,000	0,002	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,003
Ti	0,035	0,050	0,034	0,043	0,046	0,049	0,043	0,034	0,050
Mn	0,916	0,897	0,955	0,876	0,896	0,861	0,900	0,861	0,955
Fe ²⁺	0,725	0,669	0,733	0,695	0,648	0,658	0,688	0,648	0,733
Nb	1,017	1,304	1,075	1,226	1,313	1,318	1,209	1,017	1,318
Mo	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Sn	0,007	0,009	0,008	0,010	0,011	0,007	0,009	0,007	0,011
Ta	0,299	0,394	0,285	0,357	0,409	0,406	0,358	0,285	0,409
W	0,994	0,690	0,942	0,789	0,678	0,686	0,796	0,678	0,994
total de catiões	3,996	4,013	4,034	3,996	4,002	3,986	4,004	3,986	4,034
W/(W+Nb+Ta)	0,43	0,29	0,41	0,33	0,28	0,28	0,34	0,28	0,43
Fe/(Fe+Mn)	0,44	0,43	0,43	0,44	0,42	0,43	0,43	0,42	0,44
Mn/(Mn+Fe)	0,56	0,57	0,57	0,56	0,58	0,57	0,57	0,56	0,58

Nas análises expostas na tabela 6, verifica-se sempre dominância de Nb sobre Ta e de Mn sobre Fe. Contudo, a percentagem em peso de WO₃ é muito variável, o que conduz à existência de variações significativas nas proporções relativas entre os catiões de W e Mn.

Dada a imprecisão existente na sua definição, a volframoixiolite não é reconhecida oficialmente pela IMA (*International Mineralogical Association*), uma vez que parece não existir uma solução definitiva para a determinação da sua estrutura cristalina, podendo tratar-se de um novo mineral, de um intercrescimento invulgar de dois minerais — com uma fase do tipo da volframite [(Fe,Mn)WO₄] e uma fase de tipo columbite-tantalite [(Mn,Fe)(Nb,Ta)₂O₆] — ou constituir apenas uma volframite columbífera (FOORD, 1982; TINDLE e WEBB, 1989). A sua determinação precisa requer estudos térmicos e de difracção de raios-X que complementem as análises químicas pontuais.

Projectadas as análises da tabela 6 no diagrama quadrilátero Fe-Mn-W-(Nb+Ta) da figura 28, verifica-se que elas se situam no campo ocupado por volframoixiolites e volframites columbíferas de Moçambique, referidas por TINDLE e WEBB (1989). Nesse diagrama também se encontram projectadas as volframites analisadas no granito de Fonte

Santa, que se distanciam bastante das fases enriquecidas em Nb e Ta, aproximando-se do vértice correspondente à hubnerite.

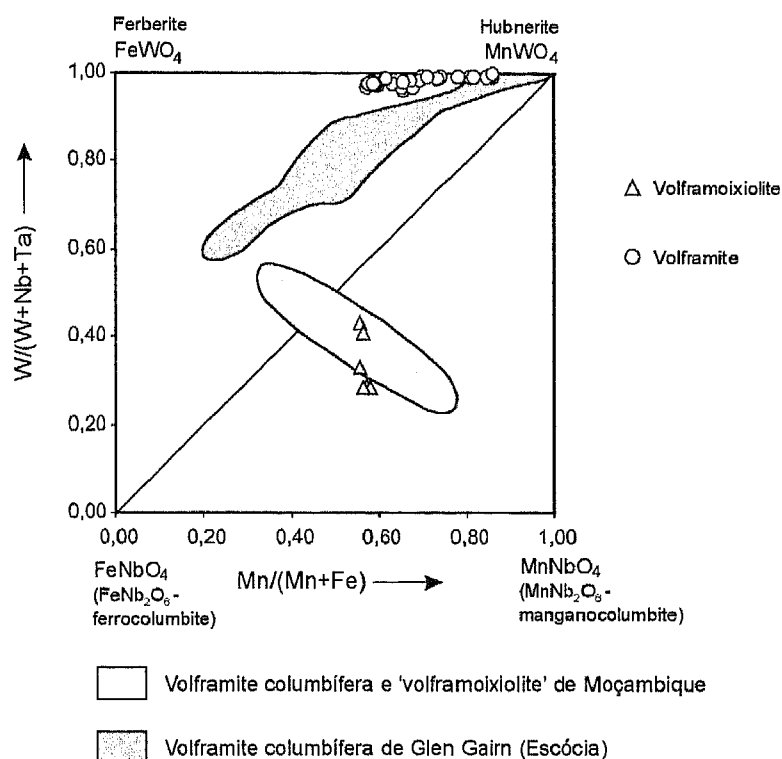


Fig. 28 Diagrama $Mn/(Mn+Fe)$ - $W/(W+Nb+Ta)$ ou quadrilátero composicional Mn-Fe-W-(Nb+Ta), com projecção das volframites e 'volframoixiolites' analisadas no granito de Fonte Santa. Campos definidos de acordo com TINDLE e WEBB (1989).

Além destes minerais, com notáveis afinidades químicas com a 'volframoixiolite', também se detectou à microsonda um mineral pertencente à solução sólida columbite-tantalite, sob a forma de inclusão num grão de volframite enriquecida em Nb.

A ocorrência de minerais ricos em Nb e Ta incluídos em cristais de volframite com teores nestes elementos, em geral, superiores aos das restantes volframites analisadas, leva-nos a considerar a hipótese de poderem constituir exsoluções, em que o manifesto enriquecimento nos elementos químicos referidos se tornou incomportável para a estrutura cristalina das volframites.

Embora os dados analíticos disponíveis se revelem escassos e pouco conclusivos quanto à determinação da verdadeira identidade cristaloquímica destas fases minerais, a sua ocorrência, associada à de volframite disseminada na matriz da rocha, confere ao granito de Fonte Santa alguma peculiaridade em termos mineralógicos, nomeadamente na amostra FS-01 em questão.

5 GEOQUÍMICA DE ROCHA TOTAL

5.1 Introdução

O conhecimento prévio dos princípios que governam o comportamento dos elementos químicos nos magmas silicatados e nos seus fluidos faz da geoquímica uma das mais poderosas ferramentas ao dispor do geólogo, com vista à compreensão dos fenómenos relacionados com a origem e evolução das rochas graníticas. Para além da sua utilização comum na classificação de granitóides e tipificação das associações magmáticas que lhes correspondem, os dados geoquímicos são igualmente capazes de nos ajudar a estabelecer linhas genéticas entre rochas graníticas espacialmente associadas. Por outro lado, podem ser potencialmente reveladores dos processos de diferenciação que tiveram lugar, da natureza dos protólitos ou materiais fonte envolvidos e do ambiente tectónico em que se deram as respectivas intrusões. Servem ainda para tentar quantificar os graus e estilos de alteração que afectaram as rochas graníticas e determinar o tipo de especialização metalogénica que lhes é próprio, mediante a utilização de elementos ou parâmetros químicos indicadores. Neste sentido, tem sido largamente utilizada a geoquímica de granitóides como apoio a campanhas de prospecção de minerais úteis, espacial e geneticamente associados a rochas graníticas.

Apresentam-se neste capítulo os resultados do estudo geoquímico efectuado sobre os granitos de Bruçó e Fonte Santa, visando, em primeiro lugar, a sua caracterização tipológica e contextualização relativamente aos grandes grupos de granitos conhecidos. Procurou-se, assim, determinar as principais características geoquímicas dos granitos em apreço, na tentativa de desvendar os mecanismos responsáveis pela sua génese e evolução e, bem assim, investigar eventuais relações genéticas com as mineralizações que lhes estão espacialmente associadas. Alguns aspectos ficam necessariamente por esclarecer, uma vez que a sua destrição requer a utilização de técnicas mais sofisticadas de análise, tais como a geoquímica de isótopos.

Foram realizadas 38 análises químicas de rocha total, das quais 17 cobrem a área aflorante do granito de Bruçó, 10 representam amostras do granito de Fonte Santa e uma amostra (AP-01) corresponde a um filão de aplito turmalínico de orientação média N130°E; 80°S, que corta o maciço granítico de Bruçó. A localização das amostras colhidas encontra-se representada no mapa da fig. 6.

No Anexo A, expõem-se os critérios seguidos na amostragem e preparação das amostras para análise química, fazendo-se igualmente referência aos métodos analíticos empregues na determinação dos diversos elementos químicos.

5.2 Características geoquímicas gerais

As análises químicas efectuadas sobre os granitos em apreço encontram-se agrupadas nas tabelas do Anexo C. Na tabela 7 apresentam-se os valores médios e respectivos intervalos de variação dos elementos químicos analisados, permitindo-nos, numa primeira e rápida abordagem, apoiar a exposição das principais características químicas que distinguem as duas fácies de granitóides.

Trata-se de rochas enriquecidas em sílica, com percentagens em peso que se situam entre os 70.05 e os 75.64%, revelando-se o granito de Fonte Santa mais silicioso ($\Delta\text{SiO}_2 = 73.38$ a 75.64%) do que o granito de Bruçó ($\Delta\text{SiO}_2 = 70.05$ a 72.04%).

Ambas as fácies são aluminosas, com teores em Al_2O_3 variáveis entre um mínimo de 14.24%, no granito de Fonte Santa, e um valor máximo de 15.31%, determinado no granito de Bruçó. Os valores da razão A/CNK [$(\text{Al}_2\text{O}_3)/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$, em proporções molares], quociente que ZEN (1986) denominou índice de saturação em alumina (ISA), são sempre superiores à unidade, denunciando o carácter peraluminoso destas rochas de acordo com a classificação de SHAND (*in* CLARKE, 1992). Aquele quociente apresenta valores que se situam entre um mínimo de 1.11, determinado no granito de Bruçó, e um valor máximo de 1.27 no granito de Fonte Santa, o que revela o maior grau de peraluminosidade deste último, mormente os teores ligeiramente mais baixos em Al_2O_3 .

Os granitos analisados também se revelaram enriquecidos em álcalis, com valores médios de $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ situados entre 8.39%, no granito de Bruçó, e 8.21%, no granito de Fonte Santa. A razão $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ aumenta neste último granito, em que chega a atingir valores superiores à unidade (em média, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1.10$), atestando a especialização sódica sofrida pelo granito de Fonte Santa.

Por outro lado, os granitos de Bruçó e Fonte Santa revelam empobrecimento nos elementos maiores Fe, Ca, Mg, Mn e Ti.

Tabela 7 Intervalos de variação e valores médios das análises químicas efectuadas na região de Bruçó-Lagoaça.

	Granito de Bruçó			Granito de Fonte Santa			Aplito
	Mínimo	Máximo	Média	Mínimo	Máximo	Média	
SiO ₂	70,05	72,04	71,10	73,38	75,64	73,96	74,10
Al ₂ O ₃	14,68	15,31	15,00	14,24	15,20	14,79	14,61
Fe ₂ O ₃	0,47	0,84	0,59	0,23	0,42	0,31	0,50
FeO	0,88	1,45	1,19	0,12	0,44	0,22	0,14
MnO	0,02	0,04	0,03	0,03	0,05	0,04	0,07
CaO	0,75	1,20	0,99	0,22	0,37	0,30	0,33
MgO	0,42	0,82	0,63	0,01	0,41	0,09	0,04
Na ₂ O	3,20	3,64	3,43	3,99	4,46	4,29	5,34
K ₂ O	4,71	5,26	4,96	3,42	4,17	3,92	3,51
TiO ₂	0,21	0,31	0,26	< 0,04	0,05	0,04	< 0,04
P ₂ O ₅	0,24	0,31	0,28	0,22	0,38	0,31	0,21
H ₂ O ⁺	0,64	1,09	0,89	0,67	1,04	0,85	0,43
H ₂ O ⁻	0,12	0,25	0,17	0,12	0,25	0,19	0,28
Total	99,18	99,72	99,52	98,02	99,61	99,29	99,56
Rb	273	321	303	369	632	504	247
Sr	134	211	171	19	86	36	31
Y	6	13	10	4	7	5	< 3
Zr	70	106	87	16	35	24	19
Nb	7	12	10	19	24	21	11
Ba	365	635	486	29	46	38	46
Ta	< 15	< 15	< 15	< 15	< 15	< 15	< 15
Sn	18	24	22	44	113	67	15
W	< 10	< 10	< 10	< 10	158	96	< 10
Th	7	16	11	< 3	< 3	< 3	< 3
F	830	1280	1037	730	2670	1136	270
Li	131	232	177	51	423	132	10
Cu	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	12
Cr	12	25	20	< 10	11	-	< 10
Ag	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2
B	12	34	17	22	76	36	150
Zn	49	75	60	10	40	21	12
Sb	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20
Pb	20	46	37	17	23	21	30
Ni	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	12
V	12	25	18	< 10	< 10	< 10	< 10
Be	8	17	12	10	35	18	90
Mo	2	17	7	3	7	5	< 2
As	20	53	36	< 20	28	-	< 20
Co	< 10	< 10	-	< 10	< 10	-	< 10
Cd	1	2	1	1	4	2	3
Σ TR	107,4	186,4	139,5	8,0	10,6	9,7	n. a.
A/CNK	1,11	1,22	1,17	1,18	1,27	1,25	1,11
Na ₂ O/K ₂ O	0,62	0,77	0,69	0,97	1,29	1,10	0,66
Fe ₂ O ₃ /FeO	0,39	0,84	0,51	0,64	3,20	1,63	3,60

Elementos maiores expressos em percentagens em peso de óxidos; elementos menores e traço expressos em ppm. Os teores em Th e Y referidos foram doseados por FRX; em amostras seleccionadas para análise de TR foram determinados teores naqueles elementos por ICP-MS (ver Tabela C.5, anexo C).

O conteúdo em **fósforo** é similar nas duas fácies de granitóides ($\Delta P_2O_5 = 0.22 - 0.38\%$) e é característico de granitóides peraluminosos ricos em P (LONDON, 1992), o que assemelha estas rochas aos granitos da Cornualha ($\Delta P_2O_5 = 0.27 - 0.58\%$) ou aos granitos hercínicos do ocidente espanhol ($\Delta P_2O_5 = 0.04 - 0.35\%$), referidos por aquele autor. O elevado conteúdo em P tem importantes repercussões a nível petrogenético, nomeadamente ao nível do possível papel que, segundo LONDON (*op. cit.*), este elemento pode desempenhar no controlo dos conteúdos em elementos traço e seu fraccionamento entre cristais, fundidos e fases gasosas. O autor refere a afinidade do P com as terras raras e outros catiões de alto potencial iónico, tais como o W, que podem manifestar fortes correlações positivas com o aquele elemento químico. A complexação dos metais pelo P pode, assim, representar um importante aspecto da concentração metalífera em alguns tipos de depósitos minerais associados a granitóides, como é o caso dos jazigos de Sn e W relacionados com os granitos hercínicos da Europa ocidental.

Comparativamente ao granito de Bruçó, verifica-se que a fácies de Fonte Santa se encontra particularmente enriquecida em SiO_2 e Na_2O , apresentando igualmente valores mais elevados da razão A/CNK. Por outro lado, quando se passa do granito de Bruçó para o granito de Fonte Santa, observa-se um decréscimo generalizado de TiO_2 , K_2O , CaO , MgO e Fe_2O_3 Total. Relativamente aos teores em MnO , Al_2O_3 e P_2O_5 , as diferenças composicionais observadas entre os dois granitos não são significativas.

A razão Fe_2O_3/FeO varia entre um valor mínimo de 0.39, no granito de Bruçó, e um máximo de 3.6, determinado na amostra de aplito. As amostras do granito de Fonte Santa revelaram valores de $Fe_2O_3/FeO > 0.5$, verificando-se que apenas 53% das amostras analisadas do granito de Bruçó apresentam valores de $Fe_2O_3/FeO < 0.5$. Os elevados valores encontrados para a razão Fe_2O_3/FeO parecem-nos anómalos, sobretudo nas amostras do granito de Bruçó, considerando que se trata de rochas desprovidas de magnetite, com ilmenite como principal mineral opaco rico em Fe e, portanto, enquadradas na série de granitos com ilmenite definida por ISHIHARA (1981). A classificação de granitóides proposta por este autor faz prevalecer as diferenças na fugacidade do oxigénio durante a evolução dos diferentes magmas graníticos como critério discriminatório, em que a dissociação da água nos magmas hidratados constitui o agente oxidante principal nas séries de granitos com magnetite, ao passo que a incorporação de carbono de origem crustal — fusão parcial de materiais metassedimentares enriquecidos em matéria orgânica — é o principal meio redutor para os magmas da série de granitos com ilmenite. Cada série de granitos é caracterizada por tipos

diferentes de mineralizações: os granitos da série magnetítica são geralmente acompanhados por depósitos de sulfuretos, contendo Cu, Pb, Zn e Mo, ao passo que os granitóides da série ilmenítica tendem a formar depósitos de óxidos de Sn-W. TAKAGI e TSUKIMURA (1997), demonstraram, através de considerações termodinâmicas, que as diferenças essenciais entre os dois tipos de granitos, embora possam ser avaliadas pelo seu conteúdo em magnetite, resultam de diferenças fundamentais no estado de oxidação-redução dos componentes voláteis presentes nos magmas respectivos. Adoptam a terminologia de granitos de tipo oxidado para aqueles cujos magmas possuem mais de 250 ppm de SO_2 , como principal agente oxidante em magmas de granitos da série magnetítica, enquanto que os magmas com teores de SO_2 inferiores a 250 ppm formam granitos de tipo reduzido (granitos da série ilmenítica).

A razão $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ [ou $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+})$] é um parâmetro difícil de aplicar na classificação de granitóides, uma vez que, como lembra PITCHER (1982), a fugacidade do oxigénio não é simplesmente uma função do estado de oxidação original das rochas fonte, ocorrendo inevitavelmente modificações posteriores durante a evolução magmática subsequente. Neste sentido, os valores mais elevados da razão $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ das amostras analisadas, em particular do granito de Fonte Santa, não deverão reflectir o estado de oxidação-redução dos fundidos primários, sendo antes interpretados como o resultado da acção tardi- a pós-magmática de fluidos deutéricos oxidados, uma vez que se trata de amostras muito diferenciadas, com manifestação de importantes transformações no *subsolidus* e elevada actividade dos componentes voláteis (B, F, Li). De qualquer modo, os granitos estudados poderão ser enquadrados, grosso modo, na série ilmenítica de ISHIIHARA (1981), tendo em conta sobretudo a paragénesese dos minerais opacos reflectida na presença frequente de ilmenite como principal acessório opaco no granito de Bruçó e ausência de magnetite nas duas fácies.

As características químicas reveladas pelos teores em elementos maiores reflectem-se naturalmente na mineralogia observada nas duas fácies de granitóides. Trata-se, como vimos no capítulo da Petrografia, de rochas pobres em minerais ferromagnesianos, dos quais a biotite representa o único mineral essencial portador de Mg e Fe, no granito de Bruçó, a que se associam os acessórios clorite e turmalina, nos dois granitóides. Os baixos teores em Ca impedem a ocorrência de plagioclase mais enriquecida em molécula anortítica, ao passo que os elevados teores em Si e Na se manifestam na formação de plagioclase ácida, que varia de oligoclase a albite pura. O carácter marcadamente peraluminoso destas rochas tem expressão

mineralógica na omnipresença de moscovite de origem primária (magmática), na ocorrência de silimanite como mineral acessório e, bem assim, na composição fortemente aluminosa das biotites do granito de Bruçó.

A distribuição dos **elementos traço** permite efectuar uma separação ainda mais nítida entre o granito de Bruçó e o granito de Fonte Santa. Neste último granito observa-se aumento dos valores médios das concentrações em Rb, Nb, B, Be, Sn e W relativamente ao primeiro. As amostras analisadas mais ricas em F e Li são também representativas do granito de Fonte Santa, embora os seus valores apresentem um espectro de variação bastante amplo, que inclui os valores apresentados pelas amostras do granito de Bruçó. Na fácies de Fonte Santa, destaca-se, ainda, o forte decréscimo em Sr, Ba, Zr, Y, Th, V, Cr, Zn, Pb e terras raras (TR) relativamente ao granito de Bruçó. O marcado enriquecimento em elementos com comportamento incompatível moderado a forte, tais como Rb, F, Li, B, Sn e W atribui ao plutonito de Fonte Santa um carácter especializado típico de um leucogranito quimicamente evoluído.

A utilização de **diagramas multi-elementares normalizados** ("*spiderdiagrams*") permite-nos estabelecer estudos comparativos das concentrações dos diversos elementos químicos com uma composição química de referência. Proporcionam, assim, um meio de correlacionar os dados geoquímicos disponíveis com as presumíveis fontes, ou mesmo com os ambientes tectónicos associados. Nas figuras 29 e 30 encontram-se projectadas as composições médias de amostras representativas seleccionadas para análise de terras raras, normalizadas relativamente à composição admitida para o manto primitivo e para a crosta continental, respectivamente, segundo valores de TAYLOR e MCLENNAN (1985).

Na normalização relativamente ao manto primitivo, os espectros observados mostram enriquecimento dos elementos de maior mobilidade química, tais como o K, Li, Rb, Ba e Sr, em relação aos elementos de alto potencial iónico (Zr, Nb, Cr, V e Ti) e elementos do grupo das terras raras (La, Ce, Nd, Sm, Tb). Este comportamento fraccionado contínuo desde os elementos mais incompatíveis aos mais compatíveis é consentâneo com uma origem predominantemente crustal, responsável pelo aumento dos teores em elementos de maior grau de incompatibilidade com as principais fases minerais silicatadas.

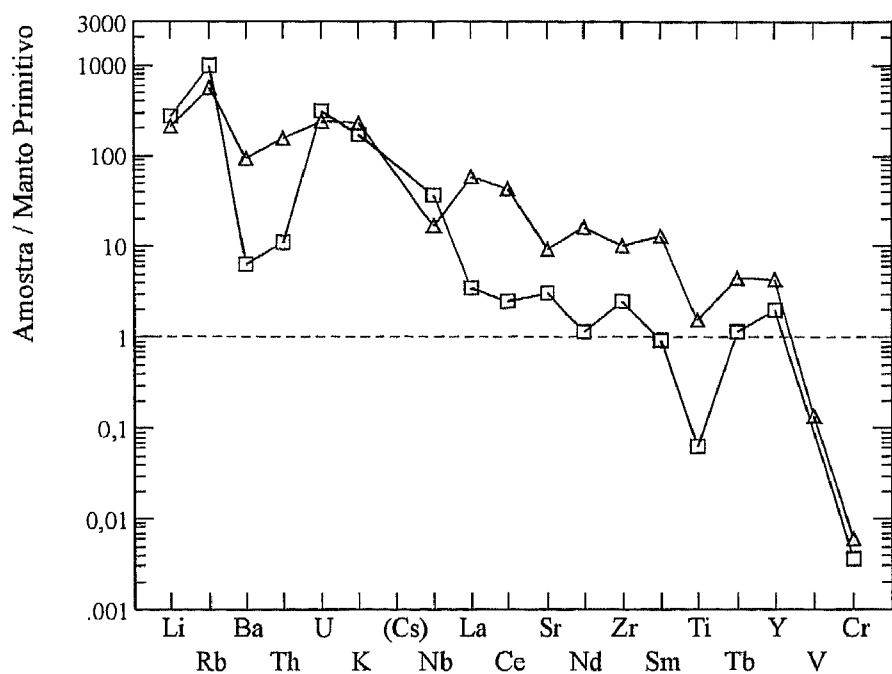


Fig. 29 Representação multi-elementar das concentrações médias de amostras representativas dos granitos de Bruçó e Fonte Santa, normalizadas relativamente à composição estimada do manto primitivo segundo valores de TAYLOR e MCLENNAN (1985). Δ - Granito de Bruçó $\square$ - Granito de Fonte Santa

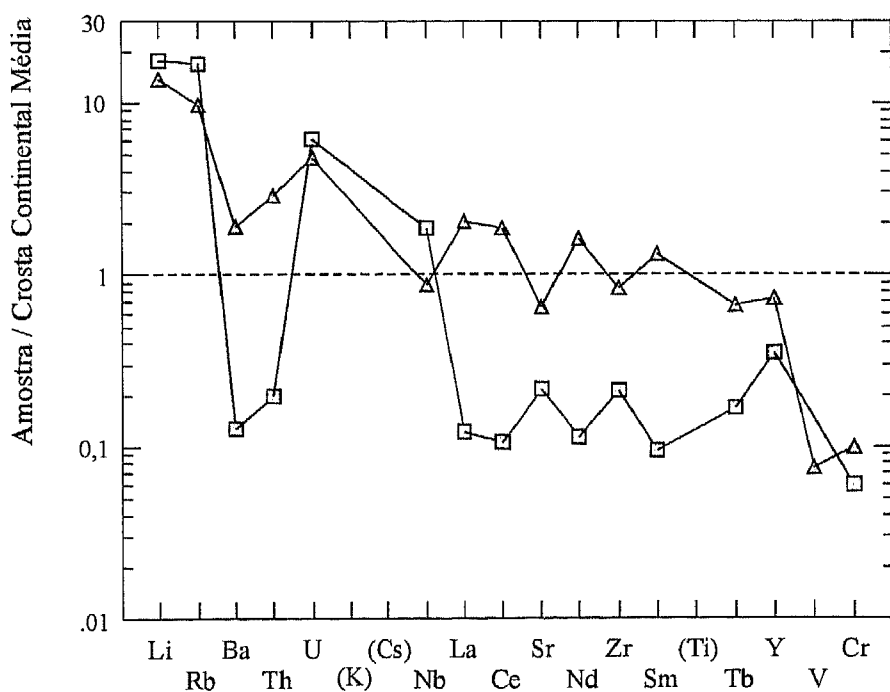


Fig. 30 Representação multi-elementar das concentrações médias de amostras representativas dos granitos de Bruçó e Fonte Santa, normalizadas relativamente à composição média da crosta continental segundo valores de TAYLOR e MCLENNAN (1985). Δ - Granito de Bruçó $\square$ - Granito de Fonte Santa

As diferenças verificadas na distribuição dos elementos traço nas duas fácies de granitóides são notórias, sendo de realçar os teores invulgarmente baixos de Ba, Sr, Th, Zr, Y e terras raras no granito de Fonte Santa. Neste granito, as concentrações dos elementos das terras raras e do Ba são inferiores às da composição média da crosta continental em cerca de 10 vezes, enquanto os elementos Th, Sr e Zr decrescem de um factor próximo de 9 vezes o daquela composição de referência (fig. 30). Por outro lado, nos espectros do granito de Fonte Santa observa-se a existência de anomalias positivas em U e Nb, também relacionados com a maior especialização geoquímica deste granito.

A rocha aplítica analisada (amostra AP-01) apresenta uma composição em elementos maiores muito semelhante à do granito de Fonte Santa, destacando-se apenas enriquecimento em SiO_2 , Na_2O e Fe_2O_3 e ligeiro decréscimo nos teores de P_2O_5 . Relativamente ao maciço de Bruçó, no qual é intrusivo, o filão de aplito apresenta-se empobrecido em Rb, Ba, Sr, Zr, F, Li e Zn, manifestando valores mais elevados de B e Be, consentâneos com o que seria de esperar nas fases pneumatolíticas da diferenciação magmática. De notar ainda que os teores em Sn são inferiores à média dos valores mostrados pelas amostras do granito de Bruçó, o que parece sugerir o escasso efeito da fase pneumatolítica-hidrotermal da evolução magmática daquele corpo granítico na concentração deste elemento.

As tendências composicionais e evolutivas encontradas em séries de amostras de granitóides são mais facilmente perceptíveis através da observação de diagramas de variação, nos quais é costume projectar os teores dos diversos elementos químicos em função de um deles, escolhido para o eixo das abcissas. Nas figuras 31 a 33 encontram-se ilustrados alguns diagramas de variação de elementos químicos função de SiO_2 (**diagramas de Harker**). A escolha da sílica como eixo das abcissas, em relação ao qual se fez variar os restantes elementos, justifica-se, neste caso, por se tratar do óxido que apresenta o maior intervalo de variação de valores e, ao mesmo tempo, poder ser encarado como índice de diferenciação magmática, ilustrando, assim, a ocorrência de processos geoquímicos específicos.

A observação dos diagramas de variação sugere-nos, à partida, uma ausência de filiação magmática entre as duas fácies de granitóides, dada a presença de marcadas descontinuidades composicionais e evolutivas entre as duas sequências de amostras. Com efeito, é manifesta a ocorrência de hiatos composicionais nítidos na transição da fácies de Bruçó para a

fácies de Fonte Santa, em todos os diagramas obtidos. Além disso, verifica-se que cada um dos maciços graníticos é caracterizado por tendências evolutivas independentes, que passaremos a descrever.

À medida que aumenta o carácter ácido das amostras do **granito de Bruçó**, verifica-se diminuição das concentrações de CaO, K₂O, FeO, MgO, TiO₂, P₂O₅, Sr, Zr, Ba, Th, V, F e elementos das terras raras (TR). Apenas se observam comportamentos fracamente incompatíveis para o Na₂O e o B, revelados por um ligeiro aumento das respectivas concentrações com o aumento do teor em sílica. As correlações dos restantes elementos químicos com a sílica são fracas, o que se reflecte nos diagramas de variação de Harker pela forte dispersão que apresentam os valores projectados. A evolução química observada nesta fácies granítica tem correspondência mineralógica na diminuição do conteúdo em biotite e minerais acessórios associados (zircão, apatite, monazite, ilmenite), bem como no aumento do carácter ácido da plagioclase, paralelamente ao aumento do teor em sílica. Poderá reflectir quer os efeitos da diferenciação magmática primária, a que corresponde o fraccionamento mineralógico da biotite e da plagioclase cálcica, quer os fenómenos tardi- a pós-magmáticos associados à maior importância da albitização em amostras mais evoluídas.

O decréscimo do conteúdo em biotite das amostras do granito de Bruçó com a diferenciação, é igualmente revelado pela diminuição dos valores do parâmetro geoquímico $B = Fe + Mg + Ti$, expresso em milicatiões por 100 g de rocha e directamente proporcional ao teor em minerais ferromagnesianos, sendo visível a forte correlação negativa que aquele parâmetro apresenta com a sílica (Fig. 34). Essa correlação deixa de ser tão evidente no granito de Fonte Santa, uma vez que se trata de um leucogranito diferenciado desprovido de biotite, com valores muito baixos do parâmetro B, controlados essencialmente pelo conteúdo em turmalina.

Relativamente ao granito de **Fonte Santa**, evidencia-se a ausência de fortes correlações entre as concentrações dos diversos elementos químicos e a sílica, pelo que se não observam tendências evolutivas tão nítidas como as do granito de Bruçó. Pelo contrário, a maior parte dos elementos químicos revela forte dispersão dos valores, quando projectados em relação a SiO₂. Exceptuam-se os elementos Al, K e Ba que denotam ligeiro decréscimo de concentrações à medida que aumenta a concentração de sílica, revelando, portanto, um comportamento, de algum modo, compatível.

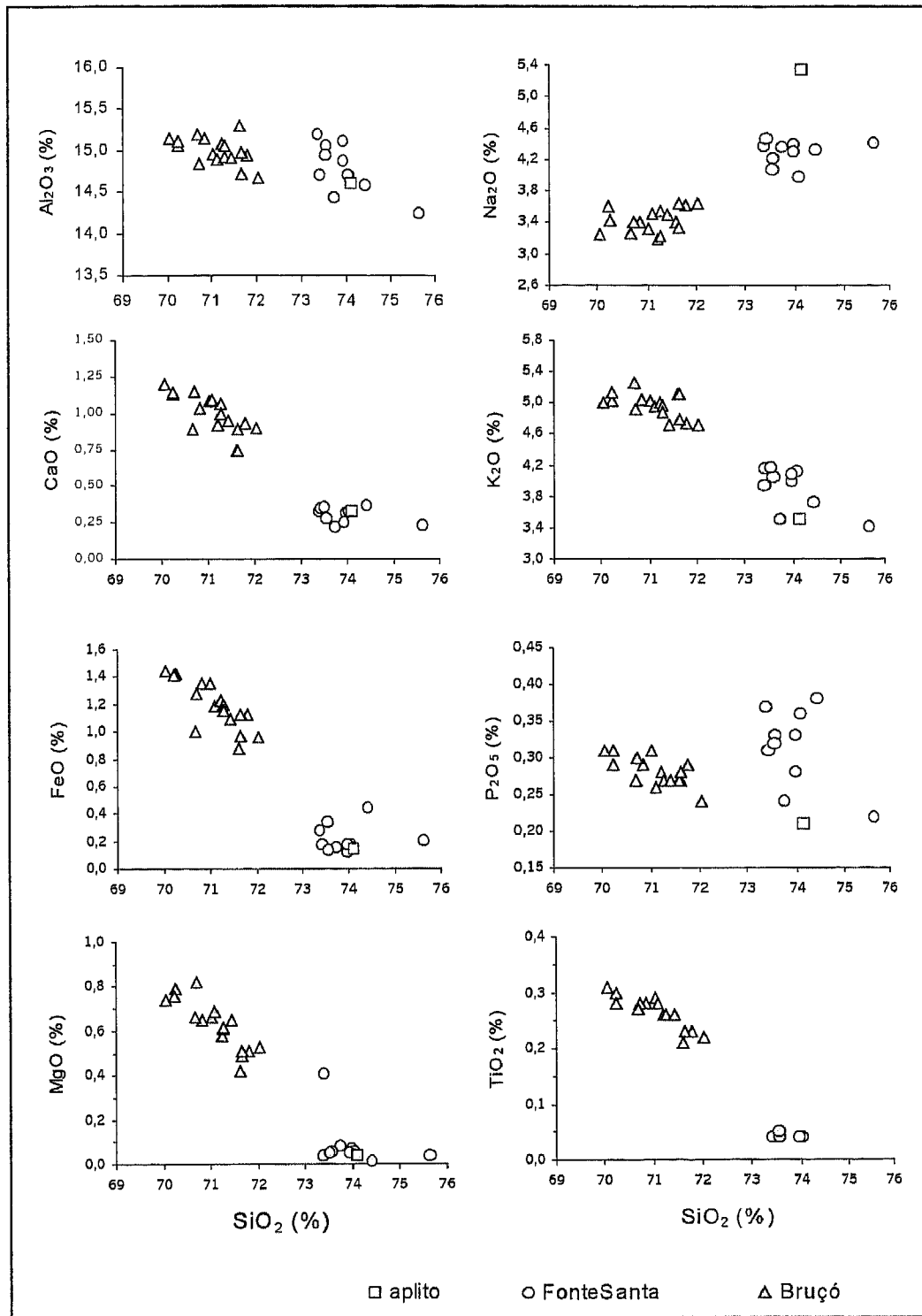


Fig. 31 Diagramas de variação de elementos maiores função de SiO_2 .

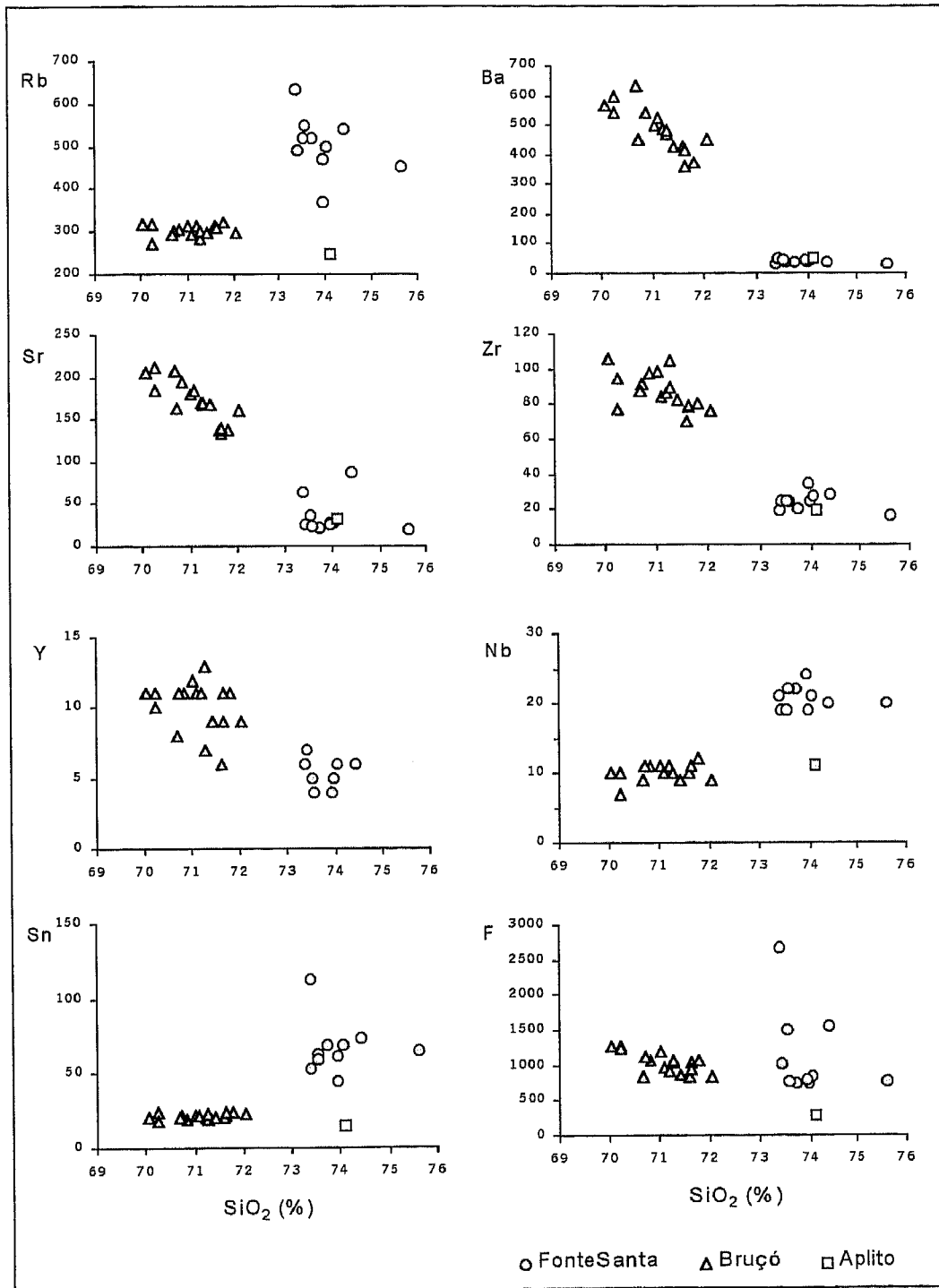


Fig. 32 Diagramas de variação de alguns elementos menores função de SiO_2 .

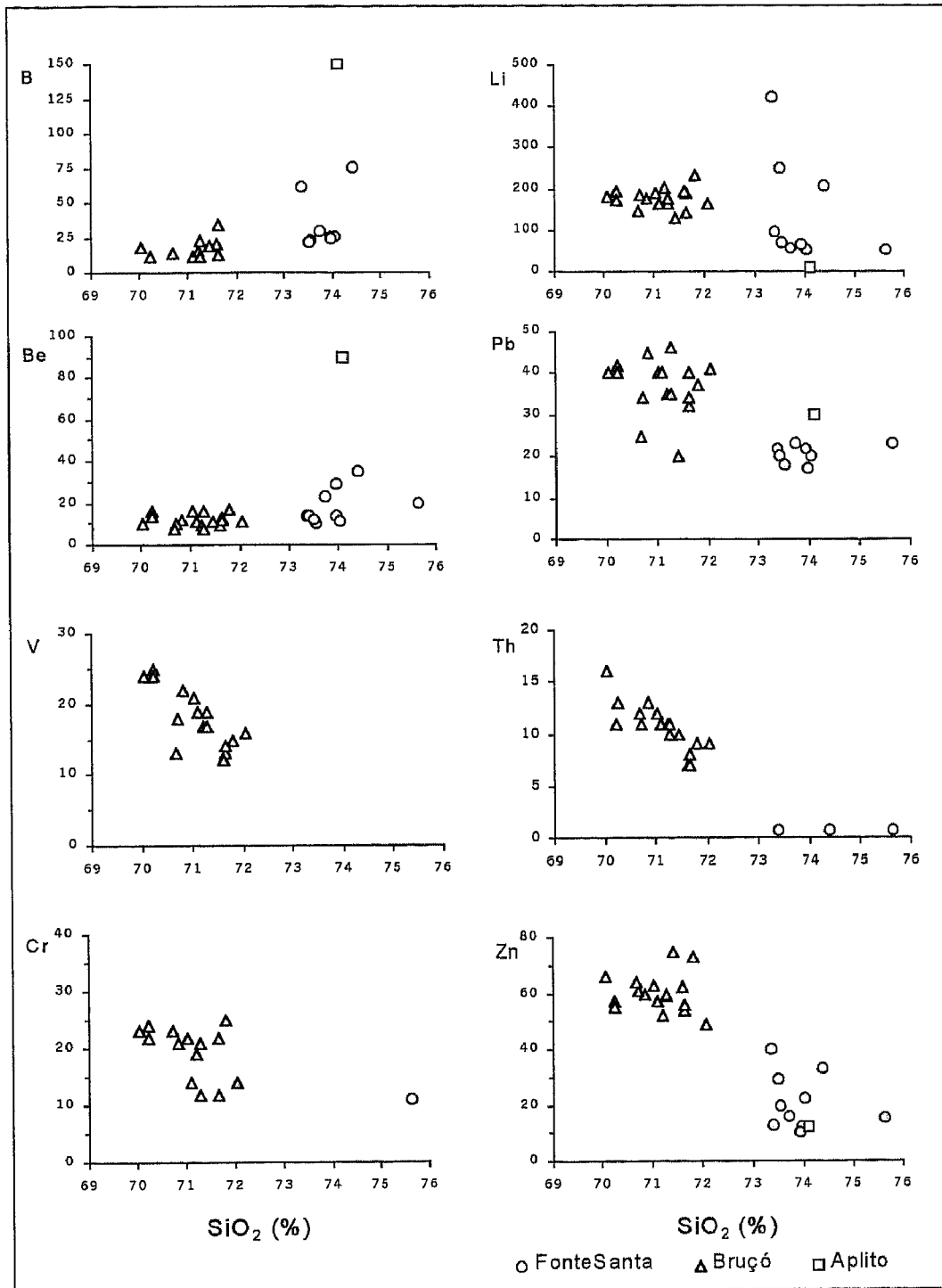


Fig. 33 Diagramas de variação de alguns elementos químicos função de SiO_2 . (Os valores de Th referentes ao granito de Fonte Santa foram determinados por ICP-MS em três amostras seleccionadas para análise de TR; os restantes valores de Th foram determinados por FRX. - ver métodos analíticos empregues no Anexo A).

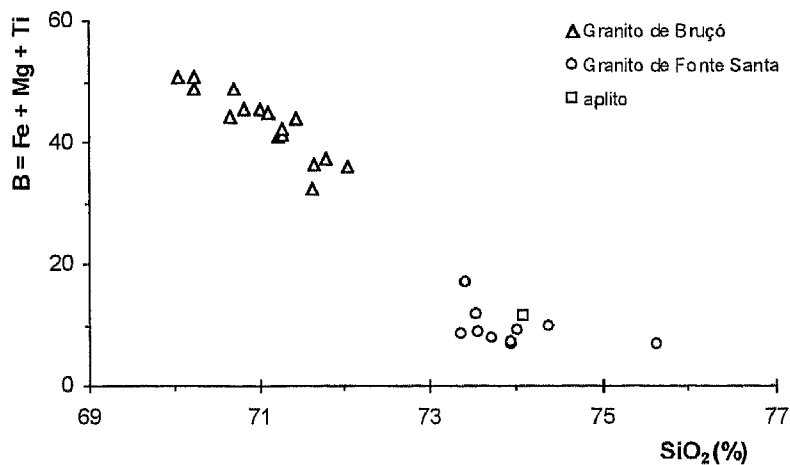


Fig. 34 Diagrama SiO₂ - B=Fe+Mg+Ti (milicatiões/100g de rocha).

Os **diagramas de Harker** são denunciadores de algumas discontinuidades composicionais na sequência de amostras do granito de Fonte Santa. A amostra FS-01 destaca-se imediatamente do grupo pela sua composição mais siliciosa, sendo também a que apresenta os mais baixos valores de Al₂O₃, Fe₂O₃, K₂O, P₂O₅, Sr, Zr, Ba, Li, B e TR. Por outro lado, revela-se particularmente enriquecida em Pb e W, relativamente às restantes amostras da sequência. Estas características químicas têm reflexos evidentes na mineralogia observada na referida amostra, de que destacamos a identificação de volframite e provável volframoixiolite na massa do granito, que justificam os elevados teores em W encontrados. Juntamente com a amostra FS-03, a amostra FS-01 revela teores de B inferiores a 10 ppm, o que se manifesta do ponto de vista petrográfico na ausência de turmalina. Tal facto é também de destaque, uma vez que todas as restantes amostras revelam teores de boro variáveis entre 22 e 76 ppm, com percentagens em turmalina que podem atingir os 7 %. As características químicas e mineralógicas da amostra FS-01 sugerem uma maior influência de fenómenos localizados de acumulação apical de fluidos pós-magmáticos a hidrotermais, que terão conduzido à deposição de volframite e lixiviação de determinados elementos químicos, tais como Sr, Zr, Ba, Li e terras raras.

A relação do carácter peraluminoso das amostras com a sílica encontra-se ilustrada no gráfico da figura 35, no qual se pode observar a existência de uma correlação positiva muito fraca entre o parâmetro A/CNK e a percentagem em SiO₂ das amostras do granito de Bruçó.

No caso do granito de Fonte Santa, verifica-se que o carácter peraluminoso das amostras é independente da percentagem em SiO_2 , não sendo discernível qualquer tipo de correlação.

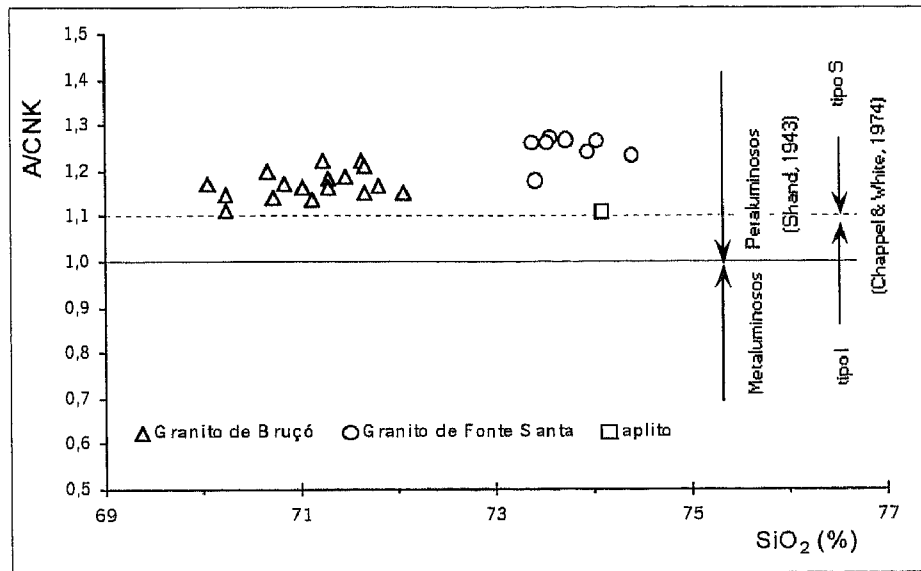


Fig. 35 Diagrama A/CNK - SiO_2 . [A= Al_2O_3 , C= CaO , N= Na_2O , K= K_2O ; em proporções moleculares; CNK=(C+N+K)]

De um modo geral, é de assinalar a forte dispersão observada nos diversos diagramas de variação de elementos químicos, sobretudo nas amostras do granito de Fonte Santa. Evidenciam-se, contudo, algumas variações lineares, particularmente reveladoras de tendências evolutivas internas no maciço de Bruçó.

A elevada dispersão química observada nos diagramas de variação, bem como a ocorrência de algumas tendências evolutivas lineares, têm sido postas em evidência na maioria dos granitos de duas micas da Cadeia Varisca (p. ex., DIAS, 1987; PEREIRA, 1987, ORTEGA CUESTA, 1998). Para a explicação deste comportamento, foram sugeridas várias hipóteses.

Alguns autores (CHAPPELL e WHITE, 1977; CHAPPELL *et al.*, 1987; PRICE, 1983) consideram que as variações químicas lineares são difíceis de conciliar com um modelo de cristalização fraccionada, uma vez que à medida que a cristalização prossegue as fases minerais que constituem soluções sólidas variam sistematicamente de composição, tendo como resultado o aparecimento de tendências curvilíneas nos diagramas de variação respectivos.

CHAPPELL e WHITE (1977) explicaram as variações lineares observadas nos diagramas de variação de elementos químicos com a sílica, recorrendo ao modelo da separação das restites, segundo o qual um magma é constituído por uma mistura de material fundido (*melt*) e materiais refractários (restites). A progressiva separação do fundido das restites, que ocorre durante o movimento ascensional do magma, seria então responsável pelas variações químicas lineares encontradas em plutões ou séries de plutões cogenéticos. De acordo com este modelo, o processo de diferenciação ao longo de uma dada série constitui um processo de exsolução, no qual a fase fundida do magma se liberta progressivamente das fases sólidas restíticas. A existência de fortes correlações lineares para todos os elementos químicos seria, então, devida a diferenças fundamentais no grau de separação das restites (CHAPPELL e WHITE, 1977; CHAPPELL *et al.*, 1987). Este modelo tem sido debatido por alguns autores (p. ex. WALL *et al.*, 1987) que advogam que os mecanismos de cristalização fraccionada, acumulação e mistura de magmas poderão também contribuir para as variações químicas observadas.

Mais recentemente, INGER e HARRIS (1993) explicam a total inexistência de correlação entre os diversos elementos químicos e a sílica no leucogranito de Langtang (Nepal), pelo escasso efeito que a cristalização fraccionada terá provocado na variação dos teores de sílica. Ou seja, a forte dispersão existente nos diagramas de variação obtidos para aquele leucogranito parece sugerir que, a ter existido cristalização fraccionada, esta não terá afectado grandemente os valores da sílica.

Alguma dispersão nos diagramas de variação de elementos químicos poderá também ser devida a alterações secundárias, comuns, aliás, nos granitos de duas micas do Hercínico, uma vez que no caso das rochas plutónicas é muito difícil demonstrar que as amostras colhidas e analisadas são efectivamente representativas de um líquido magmático inalterado (ROLLINSON, 1993), sendo vulgar a ocorrência de fenómenos de alteração no *subsolidus* que afectarão necessariamente a disposição dos elementos químicos nos diagramas. Em particular, a ocorrência de graus diferentes de alteração tardi a pós-magmática poderá ser responsável pela forte dispersão química observada, em especial no granito de Fonte Santa.

As rochas graníticas de Bruçó e Fonte Santa apresentam importantes afinidades geoquímicas com os granitos Tipo S do Lachlan Fold Belt do sudeste australiano (CHAPPELL e

WHITE, 1974; WHITE e CHAPPELL, 1983). Com base, essencialmente, em características geoquímicas e petrográficas, os granitos desta região orogénica foram agrupados em Tipo I e Tipo S, reflectindo diferenças de composição nas rochas que lhes deram origem. Assim, os granitos Tipo I ter-se-iam originado a partir da fusão parcial de protólitos de origem ígnea, de natureza essencialmente metaluminosa e que não sofreram meteorização química significativa; em contraste, os granitos de Tipo S teriam sido formados por fusão parcial de rochas sedimentares, peraluminosas e que, tendo sido sujeitas a um ciclo sedimentar prévio, revelam um quimismo nitidamente distinto dos anteriores. As características destes dois tipos de granitos têm sido extensivamente estudadas nas duas últimas décadas (CHAPPELL e WHITE, 1974; WHITE e CHAPPELL, 1983; WHALLEN e CHAPPELL, 1988; CHAPPELL e WHITE, 1992; BLEVIN e CHAPPELL, 1995; etc.).

Tal como os granitos S, os granitos de Bruçó e Fonte Santa são moderada a fortemente peraluminosos ($A/CNK > 1.05$), com percentagens médias de corindo normativo variáveis entre 2.82% e 2.97% (ver cálculo das normas CIPW nas tabelas C.6 e C.7, anexo C), revelam baixos teores em CaO e são rochas particularmente enriquecidas em SiO_2 , exibindo fraca variação dos respectivos teores.

Contudo, as afinidades geoquímicas com os granitos Tipo S do sudeste australiano, reveladas pela geoquímica de elementos maiores, parecem terminar aqui. Com efeito, os granitos estudados são mais pobres em CaO, Fe_2O_3 , FeO, MgO e, sobretudo, mais enriquecidos em Na_2O do que os granitos de Tipo S. Um dos pressupostos químicos para a classificação genética de granitóides em Tipo I e Tipo S, assenta de facto nos baixos conteúdos em sódio apresentados pelos últimos. O empobrecimento em sódio dos granitos de Tipo S ($Na_2O < 3.21\%$, segundo CHAPPELL e WHITE, 1974) é explicado pelos autores referidos como sendo o resultado de um ciclo sedimentar prévio, com a consequente remoção daquele elemento químico na água do mar ou nos evaporitos. Os valores elevados da razão K_2O/Na_2O observados em granitos de Tipo S explicar-se-iam, também, pela incorporação do potássio nas argilas durante a meteorização química, concentrando este elemento nas rochas fonte responsáveis pela sua génese mediante processos de fusão parcial (CHAPPELL e WHITE, 1974; WHITE e CHAPPELL, 1983). Os elementos removidos seriam, assim, aqueles que preferencialmente se concentram nos feldspatos (Na, Ca, Pb, Sr), mas não os que são adsorvidos pelas argilas, de modo que a sua abundância relativa reflectirá a maturidade dos sedimentos que terão constituído o protólito (WHITE e CHAPPELL, 1983).

Conforme também se observa em grande parte dos granitos de duas micas do segmento hercínico Ibérico, os granitos de Bruçó e Fonte Santa são granitos anómalos em Na_2O , registando baixos valores da razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$. Esta situação foi descrita por PEREIRA (1987) no maciço granítico compósito de Vila Real que, citando VIDAL *et al.* (1982), atribui a origem dos elevados conteúdos em sódio dos granitos de duas micas da região à redistribuição tardia de álcalis provocada por fenómenos de albitização pós-magmática, com formação de orlas de albite à volta de plagioclase mais cálcica ou individualização de cristais de albite no seio dos feldspatos potássicos. Estes fenómenos de acidificação da plagioclase são particularmente observados no granito de Bruçó, ao passo que no granito de Fonte Santa, já de si um granito albitico, os fenómenos pós-magmáticos se deverão restringir a feldspatização e moscovitização. Tal como acontece com os leucogranitos himalaianos (VIDAL *et al.*, 1982; LE FORT *et al.*; 1987), a génese dos granitos de duas micas do orógeno Varisco parece estar intimamente relacionada com a circulação de grande quantidade de fluidos crustais, tardi a pós-magmáticos, o que parece tipificar o magmatismo ácido do orógeno, em contraste nítido com o responsável pelos granitos do sudeste australiano.

Na figura 36 tentamos estabelecer uma correlação das rochas estudadas com granitos ocorrentes noutras regiões do globo e enquadrados em diferentes contextos geotectónicos, no que diz respeito à relação existente entre os teores de Na_2O e K_2O . Conforme se pode constatar pela observação da figura, os granitos de Bruçó e Fonte Santa assemelham-se mais aos leucogranitos himalaianos do que aos granitos do sudeste australiano, quer sejam de Tipo I ou de Tipo S. Aproximam-se igualmente dos leucogranitos das associações alumino-potássicas do Varisco Francês (STUSSI, 1989). As semelhanças químicas existentes entre os granitos de duas micas hercínicos e os leucogranitos himalaianos foi descrita inicialmente por VIDAL *et al.* (1982) e, como veremos, não se restringe apenas à relação Na/K , mas estende-se a toda uma série de características petrográficas, mineralógicas e geoquímicas. A aproximação dos granitos estudados às séries alumino-potássicas do Varisco Francês também se irá verificar nas restantes características geoquímicas, em particular no que diz respeito à especialização metalogenética que lhes está associada.

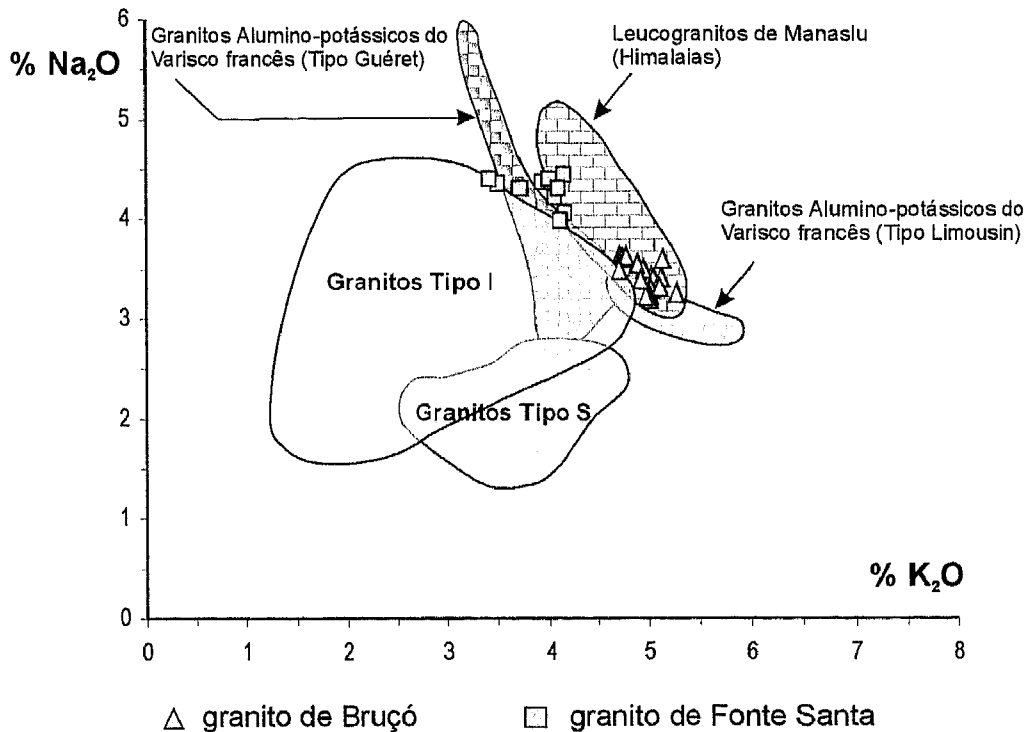


Fig. 36 Projeção das amostras dos granitos de Bruçó e Fonte Santa no diagrama $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$. Encontram-se igualmente representados os campos correspondentes aos granitos Tipo I e Tipo S do Lachlan Fold Belt (WHITE e CHAPPELL, 1983), do leucogranito de Manaslu – Himalaia (VIDAL *et al.*, 1982) e dos granitos da série alumino-potássica do Varisco francês (STUSSI, 1989).

A classificação de STUSSI (*op. cit.*) é um exemplo claro das relações estreitas que podem ser estabelecidas entre a paragénes mineral, a composição química, o tipo de enclaves presentes, a idade geológica, as presumíveis fontes e os tipos de mineralizações associadas às diversas séries graníticas. Neste sentido, as séries alumino-potássicas do Varisco francês são caracterizadas por associações petrográficas que incluem granodioritos aluminosos, leucogranitos de duas micas e leucogranitos moscovítico-turmalínicos; apresentam um quimismo caracterizado por elevados teores de Al e K, em que o K pode ser substituído pelo Na, em fácies sílico-aluminosas; os enclaves, a existirem, são de natureza metassedimentar; os granitos enquadram-se em ambientes de colisão continental, relacionados com domínios anatéticos de baixa pressão e alta temperatura e apresentam mineralizações associadas de Sn, W, Li, Be, Nb-Ta e U. Embora admita que os granitos alumino-potássicos e os granitos de tipo S da série ilmenítica (WHITE e CHAPPELL, 1983; ISHIHARA, 1981) possam ser comparáveis, do ponto de vista do padrão metalífero exibido, STUSSI (*op. cit.*), referindo PICHAVANT e STUSSI (1986), afirma que os granitos alumino-potássicos Variscos diferem significativamente dos

granitóides de Tipo S australianos pelas suas composições mais sódicas e peraluminosas, herdadas de materiais fonte mais peraluminosos.

A projecção das amostras analisadas em diagramas de classificação de séries magmáticas que utilizam percentagens em peso de óxidos, como os diagramas AFM ou $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ vs. SiO_2 , não se revelou particularmente discriminatória (fig. 37). No diagrama AFM, as amostras definem sequências calcoalcalinas, distinguindo-se as duas fácies de granitóides apenas pela maior proximidade das amostras do granito de Fonte Santa ao pólo alcalino.

Apesar dos elevados teores em álcalis, o diagrama $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ vs. SiO_2 agrupa todas as amostras analisadas no campo das séries magmáticas subalcalinas, de acordo com a divisão de campos definida por IRVINE e BARAGAR (1971), o que parece contrariar a tendência anteriormente comum em considerar os granitos de duas micas ibéricos como granitos alcalinos.

As classificações deste tipo (diagramas AFM e total de álcalis vs. sílica) inicialmente desenvolvidas para séries vulcânicas, têm sido largamente utilizadas com a finalidade de discriminar associações plutónicas, principalmente em sequências de amostras que apresentam uma gama muito larga de composições. Contudo, levantam-se algumas objecções à sua aplicação na caracterização química do magmatismo responsável por rochas félsicas diferenciadas, com uma variabilidade composicional bem mais restrita.

Conforme refere STUSSI (1989), estes diagramas omitem ou desprezam a influência dos minerais característicos discriminantes, uma vez que não utilizam toda a informação química disponível — em especial, no que diz respeito ao balanço aluminoso — e as rochas mais félsicas são projectadas num campo de composições que é principalmente definido pela componente quartzo-feldspática.

ROLLINSON (1993) lembra também o facto dos componentes AFM representarem, na maior parte dos casos, menos de 50% do total da percentagem em peso dos óxidos e, portanto, não poderem representar totalmente a composição química da rocha. Com efeito, as composições AFM médias do granito de Fonte Santa representam apenas 8.80% do total de óxidos presentes, aumentando essa percentagem para apenas 10.74% no granito de Bruçó. Alguns autores advertiram, ainda, para o facto de as concentrações expressas em percentagem em peso de óxidos não reflectirem as verdadeiras proporções dos catiões envolvidos (ROLLINSON, 1993).

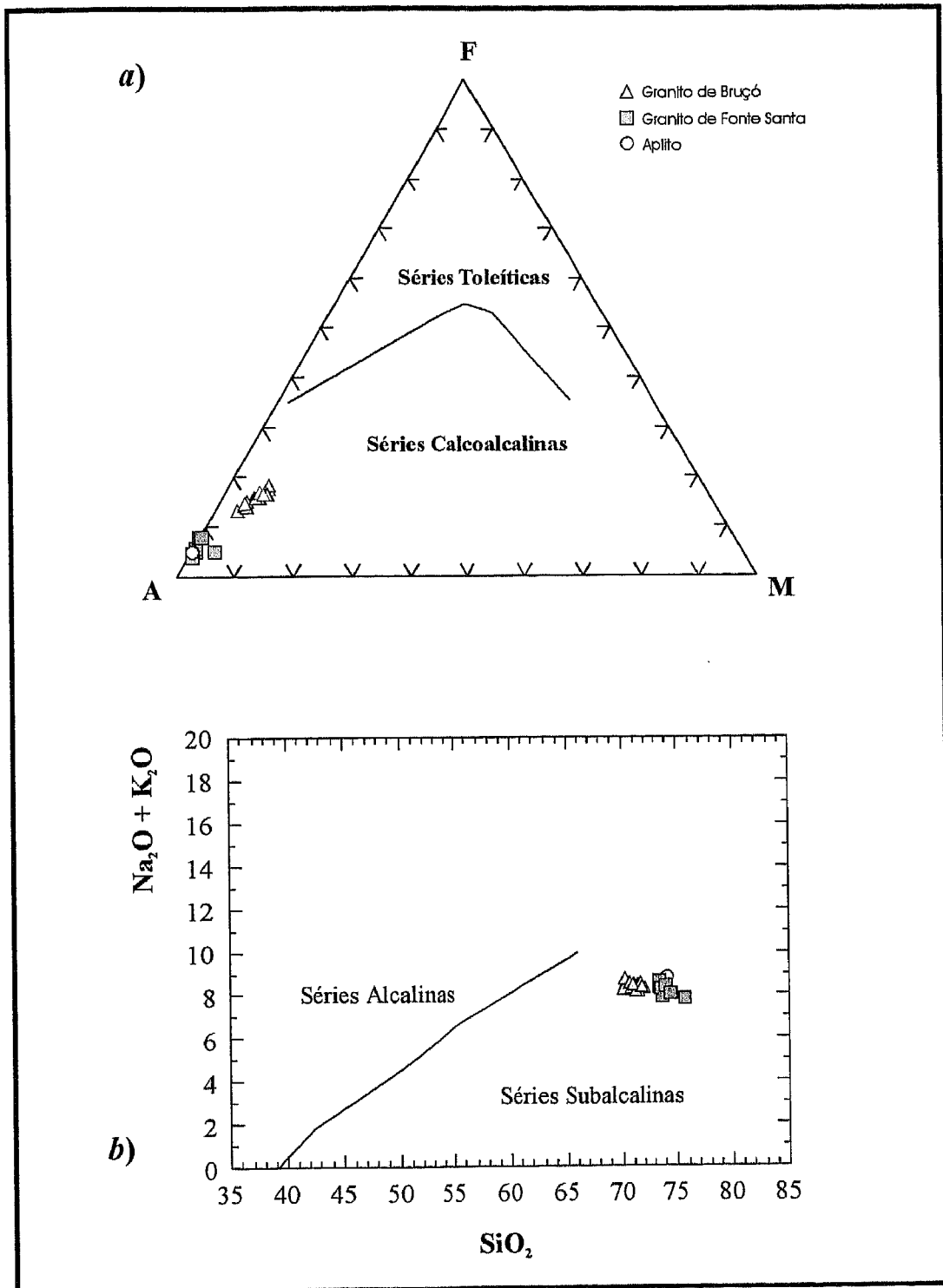


Fig. 37 *a)* Diagrama AFM, com A = Na₂O + K₂O, F = FeO_{total} e M = MgO. Divisão dos campos correspondentes a séries calcoalcalinas e toleíticas segundo IRVINE e BARAGAR (1971); *b)* Diagrama Na₂O + K₂O versus SiO₂, com a divisão dos campos correspondentes a séries alcalinas e subalcalinas de IRVINE e BARAGAR (1971).

5.3 Diagramas químico-mineralógicos e tendências evolutivas

As razões atrás apontadas levam-nos a optar pelas classificações de granitóides baseadas em proporções catiónicas, com forte poder discriminante para os minerais característicos dos granitos, na tentativa de definir as associações magmáticas presentes e processos evolutivos associados. Neste trabalho seguir-se-á de perto a metodologia proposta por DEBON e LE FORT (1983, 1988), que apresentam uma classificação de rochas plutónicas e respectivas associações magmáticas baseada nas proporções catiónicas obtidas das análises químicas de elementos maiores e na sua aplicação a diagramas químico-mineralógicos simples. Estes diagramas seguem o mesmo tipo de procedimentos que conduziram ao estabelecimento de classificações congêneres, sobretudo pelos autores franceses (em particular, H. DE LA ROCHE). A grande vantagem desta metodologia consiste no facto dos parâmetros geoquímicos determinados poderem ser facilmente correlacionáveis com a mineralogia realmente presente nas rochas. Deste modo, o método proposto possibilita o rápido reconhecimento do significado mineralógico das variações químicas encontradas. Nas tabelas C.3 e C.4 (Anexo C) apresentam-se os valores calculados das proporções catiónicas das amostras analisadas e respectivos parâmetros químico-mineralógicos, expressos em milicatiões (10^3 átomos-grama) por 100 g de amostra.

No **diagrama de nomenclatura** (diagrama Q-P) apresentado por aqueles autores, as rochas ígneas mais comuns são discriminadas em termos das proporções catiónicas (virtuais) de quartzo, feldspato potássico e plagioclase. O parâmetro $Q = Si/3 - (K + Na + 2Ca/3)$ é considerado directamente proporcional à percentagem em peso de quartzo, uma vez que o quartzo constitui o único mineral essencial que admite valores positivos daquele parâmetro. O valor assumido pelo parâmetro $P = K - (Na + Ca)$ permite discriminar os diversos tipos de rochas com base na percentagem relativa de feldspato potássico e plagioclases. Neste diagrama (Fig. 38), as amostras do granito de Bruçó são agrupadas no campo dos granitos comuns, o que é confirmado pelos dados petrográficos e coincide com a classificação modal de STRECKEISEN (1967, 1976). A maior parte das amostras do granito de Fonte Santa projecta-se no domínio dos adamelitos, muito próximo do campo dos granodioritos. Uma das amostras daquele granito (am. FS-01) desloca-se mesmo para o campo dos granodioritos, no qual também se encontra projectada a amostra de aplito intrusivo no maciço de Bruçó. Nestes casos, a

classificação catiónica de DEBON e LE FORT não segue a terminologia que é preconizada pela classificação petrográfica modal e recomendada pela IUGS (STRECKEISEN, *op. cit.*). Verifica-se que o diagrama químico-mineralógico não contempla os granitos ricos em feldspato alcalino (feldspato potássico e plagioclase ácida, com menos de 5% de molécula anortítica) e desprovidos de plagioclase cálcica, por não considerar as diferenças composicionais entre as plagioclases como critério de nomenclatura das rochas graníticas. Assim, para idênticos valores do parâmetro $Q = Si/3 - (K + Na + 2Ca/3)$ e das proporções milicatiónicas de K, rochas com valores baixos de $P = K - (Na + Ca)$ deslocar-se-ão invariavelmente para os campos à esquerda do diagrama, quer esse baixo valor seja devido a mais altos teores em Na, quer a mais altos teores em Ca. No caso vertente, tanto a amostra de aplito, como a amostra FS-01 do granito de Fonte Santa, são caracterizadas por possuir baixos valores de Ca e K e valores elevados de Na, com justificação mineralógica na grande frequência de albites e ausência de plagioclase cálcica, o que contraria a sua classificação como granodioritos.

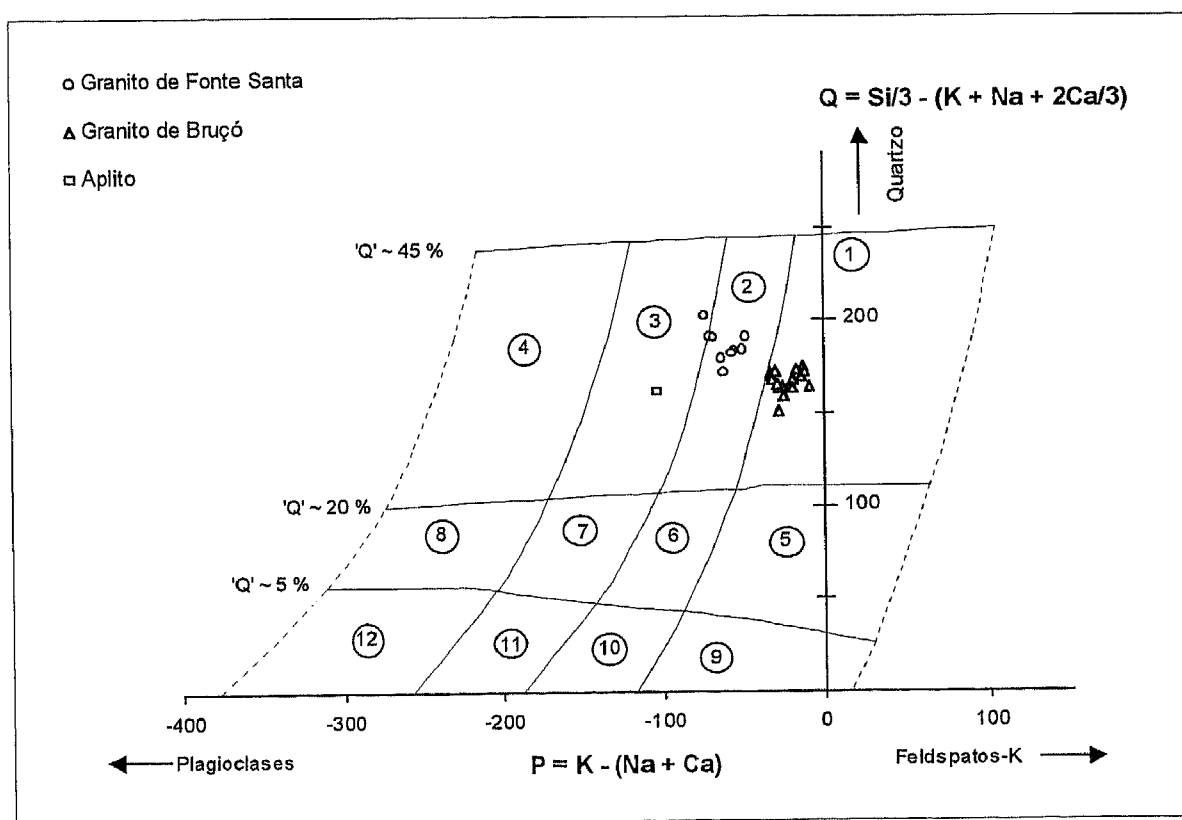


Fig. 38 Diagrama “Q-P” ou diagrama de nomenclatura de DEBON e LE FORT (1983, 1988), com projecção dos campos segundo as coordenadas referidas em DEBON *et al.* (1988b); ‘Q’ = estimativa empírica das proporções de quartzo/(quartzo+feldspatos+moscovite), em percentagens volumétricas. Cada divisão da grelha corresponde a um tipo litológico: 1, granito; 2, adamelito; 3, granodiorito; 4, tonalito; 5, quartzio-sienito; 6, quartzio-monzonito; 7, quartzio-monzodiorito; 8, quartzodiorito; 9, sienito; 10, monzonito; 11, monzogabro, monzodiorito; 12, gabro, diorito, anortosito.

A classificação químico-mineralógica de DEBON e LE FORT contrasta também com as classificações baseadas na análise petrográfica modal pela atribuição do termo *adamelito* às restantes amostras do granito de Fonte Santa, termo que STRECKEISEN (1976) prefere abandonar, considerando que o seu uso tem tido conotações diversas, que vão desde o granito normal ao granodiorito. Originalmente, o termo *adamelito* teria sido introduzido para distinguir tonalitos com ortoclase (granodioritos, segundo STRECKEISEN) dos restantes tonalitos que afloram no maciço de Adamello. No artigo de DEBON e LE FORT (1988) a designação *adamelito* tem o significado de *monzogranito*. No caso das amostras do granito de Fonte Santa, constatamos que a nomenclatura utilizada pelo diagrama Q-P não deve ser adoptada, por contrariar claramente a terminologia de maior aceitação no seio da comunidade geológica, podendo induzir em erro o leitor. Por esse motivo, optamos por manter a terminologia baseada na classificação petrográfica modal clássica, que atribui àquela rocha a designação de granito de feldspato alcalino ou, mais especificamente, granito albitico. Refira-se que DEBON *et al.* (1988) advertem para a possibilidade do surgimento de distorções entre as duas classificações, que poderão ser inerentes aos parâmetros geoquímicos escolhidos, como parece ser o caso.

Com o objectivo de melhor precisar a classificação apresentada, os autores aconselham a comparar os valores dos parâmetros químico-mineralógicos, assim como de quaisquer outras características químicas dadas pelos elementos maiores e traço, com as correspondentes composições de referência. O **granito de Bruçó** apresenta uma composição média coerente com a que lhe serve de referência (granitos *s.s.*). Apresenta, contudo, valores mais elevados dos parâmetros $A=Al-(K+Na+2Ca)$, $B=Fe+Mg+Ti$, $F=555-(Q+B)$, $(Na+K)$ e $Mg/(Fe+Mg)$ e valores mais baixos de $Q=Si/3-(K+Na+2Ca/3)$, $P=K-(Na+Ca)$ e $K/(Na+K)$. A estas diferenças químicas do granito de Bruçó relativamente à composição padrão apresentada por Debon e Le Fort (1988) corresponderão necessariamente diferenças mineralógicas, que se manifestam por um aumento das proporções virtuais de minerais máficos, feldspatos + moscovite e plagioclases (valores mais elevados dos parâmetros B e F e decréscimo de P, respectivamente) e por um ligeiro empobrecimento em quartzo (menor valor do parâmetro Q).

As amostras do **granito de Fonte Santa** classificadas como *adamelitos* no diagrama Q-P revelam maiores discrepâncias com a composição de referência do que as observadas para o caso do granito de Bruçó, o que, em nosso entender, reflectirá a classificação inadequada fornecida por aquele diagrama. Verifica-se, assim, que o granito de Fonte Santa é enriquecido em Si, Al e Na e fortemente empobrecido em Fe, Mg, Ti, Ca, K e $Mg/(Fe+Mg)$,

relativamente à composição média dos adamelitos. O forte decréscimo dos valores do parâmetro $B=Fe+Mg+Ti$ manifesta-se na diminuição das proporções virtuais de minerais máficos no granito de Fonte Santa, ao passo que o aumento de $Q=Si/3-(K+Na+2Ca/3)$ e $F=555-(Q+B)$ se reflectirá num aumento das percentagens virtuais de quartzo e feldspatos + moscovite. Salienta-se igualmente o maior grau de peraluminosidade do granito de Fonte Santa, revelado pelo valor mais elevado do parâmetro $A=Al-(K+Na+2Ca)$.

As amostras classificadas como granodioritos (FS-01 e AP-01) apresentam igualmente composições anómalas relativamente à composição padrão, reflectidas num forte incremento em Si, Na e K, marcado empobrecimento em Fe, Mg, Ca e Ti e ligeira diminuição de Al. Estas amostras de aplito e de leucogranito moscovítico diferem, assim, dos granodioritos por apresentarem maior percentagem de quartzo, plagioclase sódica e feldspatos + moscovite e intenso decréscimo em minerais máficos. As diferenças composicionais encontradas entre o granito de Fonte Santa e aplito estudados e as composições padrão utilizadas por DEBON e LE FORT (1988) são de tal modo significativas que reflectirão as incongruências da aplicação do diagrama de nomenclatura Q-P à classificação de rochas félsicas altamente diferenciadas, fortemente enriquecidas em sílica e álcalis e empobrecidas em Ca, Mg e Ti.

O **diagrama dos minerais característicos** (diagrama A-B) permite apreender rapidamente a natureza e as proporções relativas dos principais minerais característicos constituintes das rochas plutónicas, incluindo principalmente os minerais coloridos e a moscovite e excluídos o quartzo e os feldspatos (fig. 39). A sua construção baseia-se na determinação prévia de dois parâmetros calculados em milicatiões por 100 g de rocha: o parâmetro $A=Al-(K+Na+2Ca)$, que discrimina domínios peraluminosos (com $A>0$) de domínios metaluminosos ($A<0$), e o parâmetro $B=Fe+Mg+Ti$, que, como já se referiu, é directamente proporcional ao conteúdo em minerais máficos de uma rocha. Este diagrama permite igualmente definir a associação magmática a que pertence uma dada sequência de amostras e o tipo de tendência evolutiva encontrado.

DEBON e LE FORT (1988) preconizam na sua classificação três tipos principais de associações magmáticas: associações cafémicas, constituídas por rochas total ou predominantemente metaluminosas, com tendências evolutivas que se caracterizam por declives negativos no diagrama A-B e em que os termos mais félsicos da sequência podem ter composição peraluminosa; associações alumino-cafémicas, total ou predominantemente constituídas por

rochas félsicas, peraluminosas, com tendências evolutivas caracterizadas pelo declive negativo dos seus traçados no diagrama A-B, enraizados no domínio metaluminoso, ou próximo dele; e associações aluminosas, cujas sequências de amostras se situam inteiramente no domínio peraluminoso ($A > 0$), podendo as tendências evolutivas assumir declives de formas distintas no diagrama dos minerais característicos: verticais, horizontais, positivos a ligeiramente negativos. Estas associações magmáticas têm evidentes implicações genéticas, quer ao nível da natureza do material original, quer ao nível do contexto geodinâmico ou das potencialidades metalogenéticas dos seus membros. Assim, do ponto de vista meramente descritivo, DEBON e LE FORT (1988) consideram que as associações cafémicas e aluminosas são aproximadamente equivalentes aos tipos I e S de CHAPPELL e WHITE (1974), respectivamente. No plano genético, pode considerar-se, em primeira análise, que as associações cafémicas representam um material de origem exclusivamente mantélica, ou, de um modo geral, de origem híbrida, com contribuição de componentes do manto e da crosta continental; às associações alumino-cafémicas também se encontra associada uma origem híbrida, em que domina o componente da crosta continental e as associações aluminosas seriam essencialmente originadas a partir da anatexia da crosta continental (DEBON *et al.*, 1988b). Cada um destes três tipos de associações magmáticas é, ainda, dividido em sub-tipos, de acordo com as tendências evolutivas observadas nos restantes diagramas químico-mineralógicos.

Numa primeira análise, verifica-se que todas as amostras estudadas possuem valores positivos de $A = \text{Al} - (\text{K} + \text{Na} + 2\text{Ca})$, o que mais uma vez vem confirmar o carácter tipicamente peraluminoso destes granitos. Da projecção das amostras no diagrama A-B (fig. 39) infere-se que ambas as fácies definem associações exclusivamente aluminosas, porém com linhas evolutivas distintas. Os valores médios assumidos pelo índice de alumina (A) permitem classificar as respectivas associações magmáticas como fortemente aluminosas ($40 \leq A \leq 60$), sendo os valores mais altos daquele índice observados no granito de Fonte Santa. As amostras deste granito concentram-se totalmente no sector I do diagrama, caracterizado por uma maior percentagem de moscovite relativamente à biotite, e no campo dos leucogranitos ($B < 38.8$), em que são projectadas rochas com uma percentagem virtual em minerais máficos inferior a 7%. A observação petrográfica confirma estas características, uma vez que o granito de Fonte Santa é um granito moscovítico, desprovido de biotite, com turmalina como principal mineral ferromagnésiano.

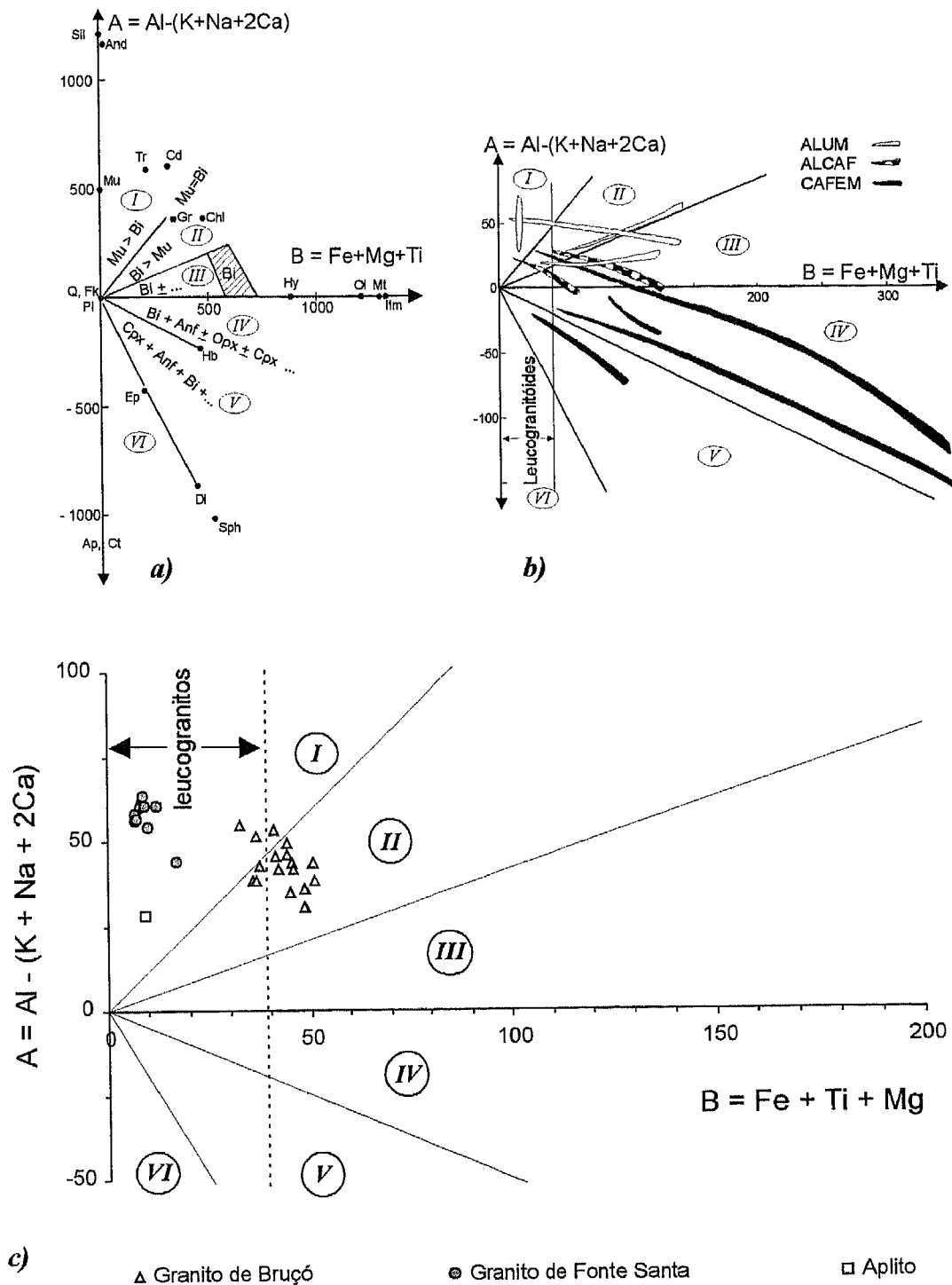


Fig. 39 Diagrama A-B ou diagrama dos minerais característicos (DEBON e LE FORT, 1983, 1988);
a) Subdivisão do diagrama em sectores correspondentes a composições mineralógicas específicas, com projecção dos minerais característicos: And, andalusite; Ap, apatite; Bi, biotite; Cd, cordierite; Chl, clorite; Cpx, clinopiroxena; Ct, calcite; Di, diópsido; Ep, epidoto; Fk, feldspato potássico; Gr, granada; Hb, hornblenda; Hy, hiperstena; Ilm, ilmenite; Mt, magnetite; Mu, moscovite; Ol, olivina; Opx, ortopiroxena; Q, quartzo; Pl, plagioclase; Sil, silimanite; Sph, esfena; Tr, turmalina; **b)** Tendências evolutivas típicas pertencentes aos três principais tipos de associações magmáticas: ALUM, aluminosas; ALCAF, aluminoso-cafélicas e CAFEM, cafélicas. **c)** Projecção das amostras de granitóides de Bruçó e Fonte Santa no diagrama A-B.

A posição das amostras do **granito de Fonte Santa** no diagrama A-B é essencialmente controlada pelos teores em turmalina e moscovite, não definindo uma tendência evolutiva simples, podendo, contudo, adivinhar-se um declive subvertical a ligeiramente positivo.

As amostras do **granito de Bruçó** pertencem a uma associação magmática aluminosa, com declive negativo no diagrama A-B, projectando-se nos campos I (Moscovite > Biotite) e II (Biotite > Moscovite). Definem uma tendência evolutiva que se caracteriza por um aumento do grau de aluminosidade paralelamente à diminuição do teor em minerais máficos, com expressão mineralógica na maior frequência relativa da moscovite em amostras mais evoluídas. Esta evolução é confirmada pela observação petrográfica, que permitiu reconhecer no granito de Bruçó a ocorrência de processos frequentes de substituição da biotite por moscovite. De notar ainda a projecção de quatro amostras do granito de Bruçó no campo correspondente aos leucogranitos.

O **diagrama Q-B-F** (fig. 40) permite definir sub-tipos dentro das associações magmáticas referidas, com base nas proporções relativas de quartzo, minerais máficos e feldspatos + moscovite, em percentagens virtuais calculadas com base nos parâmetros químico-mineralógicos. Assim, a associação magmática a que pertence o granito de Bruçó é sub-leucocrática a leucocrática, ao passo que o granito de Fonte Santa se enquadra numa associação exclusivamente leucocrática. Ambas as associações podem ser classificadas como pobres em quartzo, atendendo à sua posição inferior à linha crítica definida pelas composições de referência.

A discriminação das associações magmáticas de tipo aluminoso é feita também com base numa série de critérios complementares que incluem as proporções relativas dos álcalis dadas por $K/(Na+K)$ e a sua relação com o teor em quartzo e ferromagnesianos. Projectaram-se as amostras estudadas num **diagrama de classificação de associações aluminosas** que utiliza o parâmetro $B=Fe+Mg+Ti$ como função de $K/(Na+K)$ e $Q=Si/3-(K+Na+2Ca/3)$, obtendo-se assim informação acerca das tendências evolutivas que se observam desde as amostras mais máficas às mais leucocratas. Nesse diagrama (fig. 41), as amostras do granito de Bruçó definem uma associação sódico-potássica, enquanto que as do granito de Fonte Santa pertencem totalmente a uma associação sódica, realçando-se, mais uma vez, a separação nítida das duas fácies de granitóides estudadas.

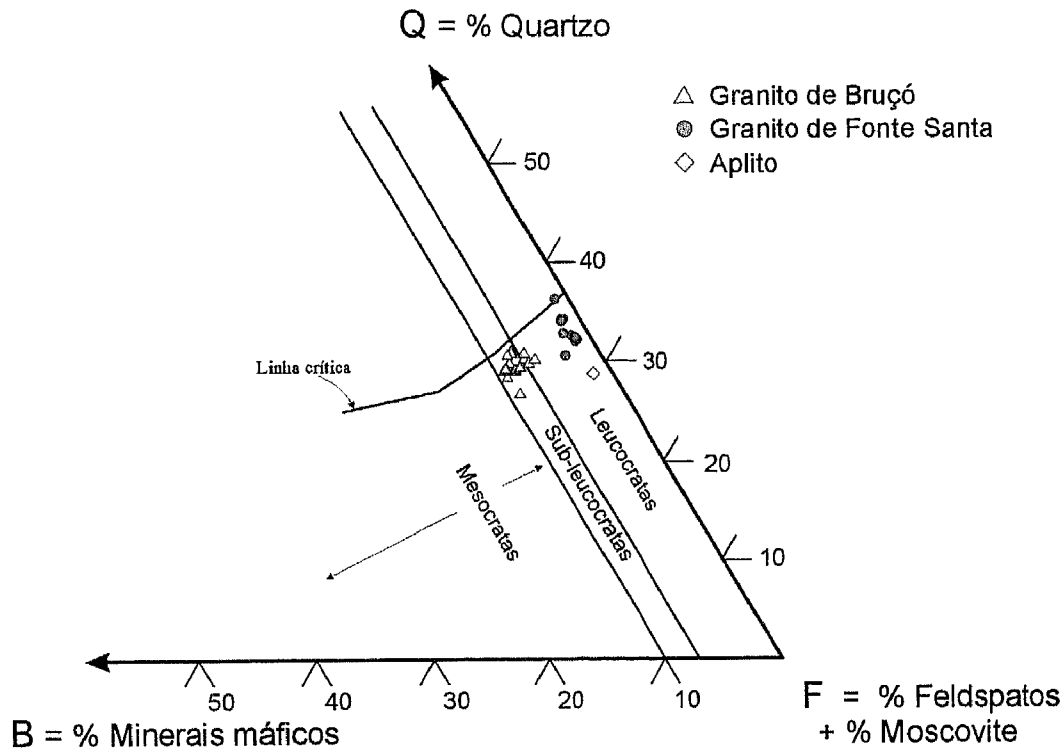


Fig. 40 Projecção dos granitoides de Fonte Santa e Bruçó no diagrama Q-B-F (DEBON e LE FORT, 1983, 1988).

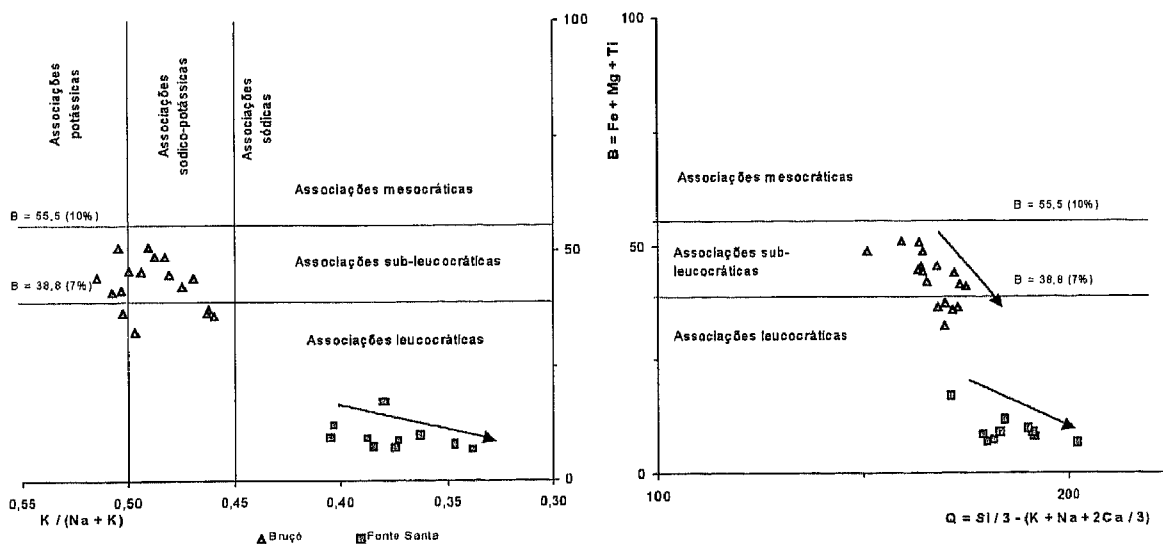


Fig. 41 Projecção das amostras estudadas no diagrama de classificação de associações magmáticas aluminosas, usando o parâmetro $B = Fe + Mg + Ti$ como função de $Q = Si/3 - (K + Na + 2Ca/3)$ e $K/(Na + K)$, segundo DEBON e LE FORT (1983, 1988).

Para esta separação contribuem necessariamente as diferenças mineralógicas encontradas ao nível da natureza das plagioclases, de composição albitica na fácies de Fonte Santa, mais cálcicas no granito de Bruçó (albite-oligoclase a oligoclase), bem como das percentagens relativas de plagioclase e feldspato potássico.

Paralelamente ao decréscimo em minerais máficos, o **granito de Bruçó** apresenta uma evolução marcada predominantemente pelo enriquecimento em quartzo. A forte dispersão apresentada pela projecção das amostras deste granito no diagrama $B - K/(Na+K)$, não permite distinguir com clareza as tendências relativas à evolução da razão de álcalis $K/(Na + K)$ com o teor em ferromagnesianos. Grande parte das amostras deste granito parece evoluir no sentido sílico-sódico, à medida que decresce o valor de $B=Fe+Mg+Ti$. Contudo, outras há que apresentam uma evolução sílico-potássica, ou mesmo exclusivamente siliciosa. A evolução sílico-sódica exprimir-se-á no fenómeno de albitização das plagioclases observado ao microscópio óptico, podendo corresponder a uma tendência evolutiva secundária, gerada por processos de alteração tardios. A evolução sílico-potássica, a que corresponde um aumento de quartzo, feldspato potássico e moscovite, em detrimento da plagioclase, poderá ser atribuída a um processo normal de diferenciação magmática, não sendo, contudo, de excluir uma fase posterior de alteração potássica resultante na feldspatização potássica e na moscovitização preferencial das plagioclases. O diagrama construído não permitiu, contudo, distinguir a importância relativa de cada tendência evolutiva, dada a intensa dispersão verificada na projecção dos valores.

No **granito de Fonte Santa**, paralelamente à diminuição do teor em minerais máficos, verifica-se aumento do parâmetro Q associado a diminuição da razão $K/(Na+K)$, definindo-se assim uma tendência evolutiva silico-sódica. Esta evolução correspondente a um aumento de quartzo e albite, em detrimento do feldspato potássico deverá, no caso do granito de Fonte Santa, ser controlada pelas plagioclases da fase magmática (albites). A este propósito convém referir que o leucogranito de Fonte Santa constitui já de si uma rocha altamente diferenciada, cuja evolução primária poderá ser difícil de reconhecer, tanto mais que a amostragem efectuada não revelou a existência de termos mais enriquecidos em ferromagnesianos. Trata-se, como vimos, de um leucogranito moscovítico, com fraca variação dos valores do parâmetro $B=Fe+Mg+Ti$, que não representam o teor em biotite ou em qualquer outro ferromagnesiano de cristalização precoce, sendo antes função do conteúdo em turmalina. Por outro lado, os

fenómenos tardios de alteração metassomática são generalizados, reconhecendo-se ao microscópio óptico transformações que envolvem sobretudo fluidos ricos em K, responsáveis por intensa moscovitização e feldspatização potássica.

Em resumo, a classificação químico-mineralógica de DEBON e LE FORT (1983, 1988) agrupa ambas as fácies de granitóides em **associações magmáticas fortemente aluminosas e pobres em quartzo**, permitindo reconhecer a sua discriminação em dois sub-tipos distintos. O granito de Fonte Santa constitui uma associação magmática leucocrata, sódica, de tendência evolutiva sílico-sódica, ao passo que o granito de Bruçó apresenta composições sub-leucocratas a leucocratas, constituindo uma associação sódico-potássica a potássica, com tendências evolutivas dispersas, predominantemente siliciosas.

Tal como se verificou nos diagramas de variação de elementos químicos função de sílica, os diagramas químico-mineralógicos também revelaram a existência de hiatos composicionais entre as duas fácies de granitóides e evoluções internas distintas em cada uma delas. Estes factos suportam a hipótese inicial de que os dois granitos não serão comagmáticos, ou seja, não deverão constituir uma sequência de diferenciação única gerada a partir do mesmo magma parental, ainda que os processos que lhes deram origem e as respectivas fontes possam ser idênticos.

5.4 Algumas relações entre elementos químicos

5.4.1 Rb, Ba e Sr

Os elementos Rb, Ba, e Sr têm sido muito utilizados na geoquímica de granitóides, podendo as suas relações mútuas servir para a identificação de processos de diferenciação magmática e, eventualmente, para a classificação de rochas graníticas. Trata-se de elementos litófilos com um raio iónico de tal modo superior ao das posições disponíveis na estrutura dos minerais silicatados, que a ocupação dessas posições por qualquer um deles provoca distorções na rede cristalina, desfavoráveis do ponto de vista energético. Por essa razão, quando ocorrem processos de cristalização ou de fusão de minerais silicatados, aqueles elementos tendem a concentrar-se na fase fundida, comportando-se, portanto, como elementos *incompatíveis*. O seu comportamento geoquímico é, contudo, distinto e depende fundamentalmente

das semelhanças químicas existentes entre cada um e os elementos maiores que tendem a substituir. Assim, o Ba e o Rb substituem o K na rede cristalina dos feldspatos e das micas, ao passo que o Sr tem mais facilidade em ocupar as posições do Ca na estrutura das plagioclases. Em termos gerais, a diferenciação magmática por cristalização fraccionada é acompanhada de decréscimo das concentrações de Ba e Sr, que se comportam como elementos compatíveis (ou menos incompatíveis) e aumento dos teores em Rb.

A projecção das amostras dos granitos estudados no diagrama **Rb-Ba-Sr** de EL BOUSEILY e EL SOKKARY (1975) encontra-se representada na figura 42. Nesse diagrama, as amostras do granito de Fonte Santa caem quase exclusivamente no campo dos **granitos fortemente diferenciados**, devido aos elevados teores de Rb e correspondente empobrecimento relativo das concentrações em Ba e Sr. Pelos motivos acima apontados, é de admitir que o marcado empobrecimento em Sr verificado nas amostras analisadas deste granito tenha explicação mineralógica no fraco conteúdo anortítico das plagioclases, incapazes de reter aquele elemento.

As amostras do granito de Bruçó projectam-se fora dos domínios definidos pelos autores, definindo um traçado que se inicia junto do campo dos granitos anómalos, de que diferem por um aumento das proporções de Rb relativamente a Ba e Sr, e se prolonga em direcção aos granitos diferenciados. Os autores definem granitos anómalos como sendo granitos que sofreram processos de metassomatismo, ou que não foram gerados por um mecanismo simples.

No diagrama Rb-Ba-Sr projectou-se igualmente a composição química média das rochas graníticas, segundo os valores de referência de DEBON e LE FORT (1988), constatando-se que também ela cai fora de qualquer domínio do diagrama e se localiza muito próximo das composições do granito de Bruçó. Em relação aos valores utilizados por aqueles autores, podemos considerar que o granito de Bruçó apresenta concentrações em Rb, Ba e Sr normais para as rochas graníticas, registando-se sobretudo ligeiros acréscimos em Rb e Sr.

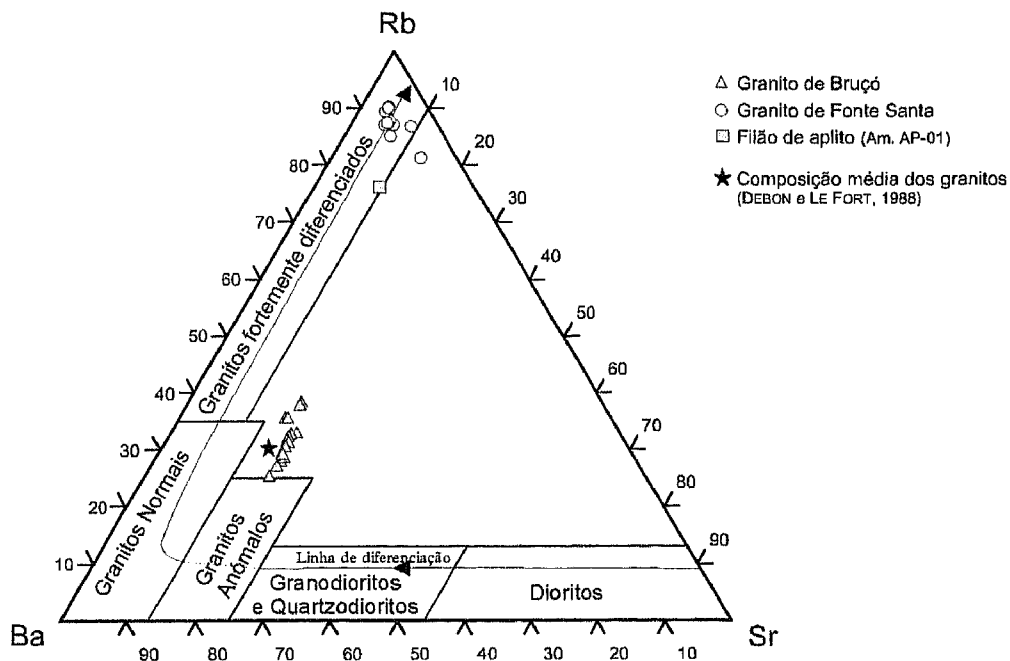


Fig. 42 Projecção das amostras de granitóides de Bruçó e Fonte Santa no diagrama Rb-Ba-Sr de EL BOUSEILY e EL SOKKARY (1975). Também se encontra representada a composição média de rochas graníticas de referência, segundo DEBON e LE FORT (1988).

Os diagramas de variação inter-elementar da figura 43 põem em evidência a existência de fortes correlações negativas entre Ba-Rb, Rb/Sr - Sr e Rb/Sr - Ba, em particular no granito de Bruçó. Observam-se, ainda, correlações positivas fortes para o par Ba-Sr e moderadas para Zr-Sr. Por outro lado, verifica-se que o comportamento do Rb é praticamente independente do Sr. Estes diagramas também denunciam a existência de tendências evolutivas distintas nos dois granitóides, que se manifestam na apresentação de diferentes declives no traçado dos gráficos. Por exemplo, o aumento da concentração de Rb no granito de Bruçó é acompanhado de forte diminuição dos teores em Ba, ao passo que no granito de Fonte Santa o decréscimo em Ba correspondente não é tão marcado. Este granito apresenta, aliás, uma maior dispersão de pontos nos diagramas de variação entre pares de elementos químicos, que encontrará justificação na maior intensidade das transformações tardi a pós-magmáticas nele verificadas. Além disso, algumas amostras (FS-02 e FS-10) projectam-se fora do agrupamento geral definido pelas restantes (fig. 43).

Já nos referimos ao decréscimo sintomático dos teores em Ba e Sr do granito de Bruçó, à medida que aumenta o grau de evolução das amostras. As tendências lineares observadas nos diagramas Ba-Sr, Rb/Sr-Sr e Rb/Sr-Ba, sugerem a hipótese de que tanto a plagioclase cálcica como o feldspato potássico são removidos ao longo da sequência de diferenciação interna representada pelas amostras do maciço de Bruçó.

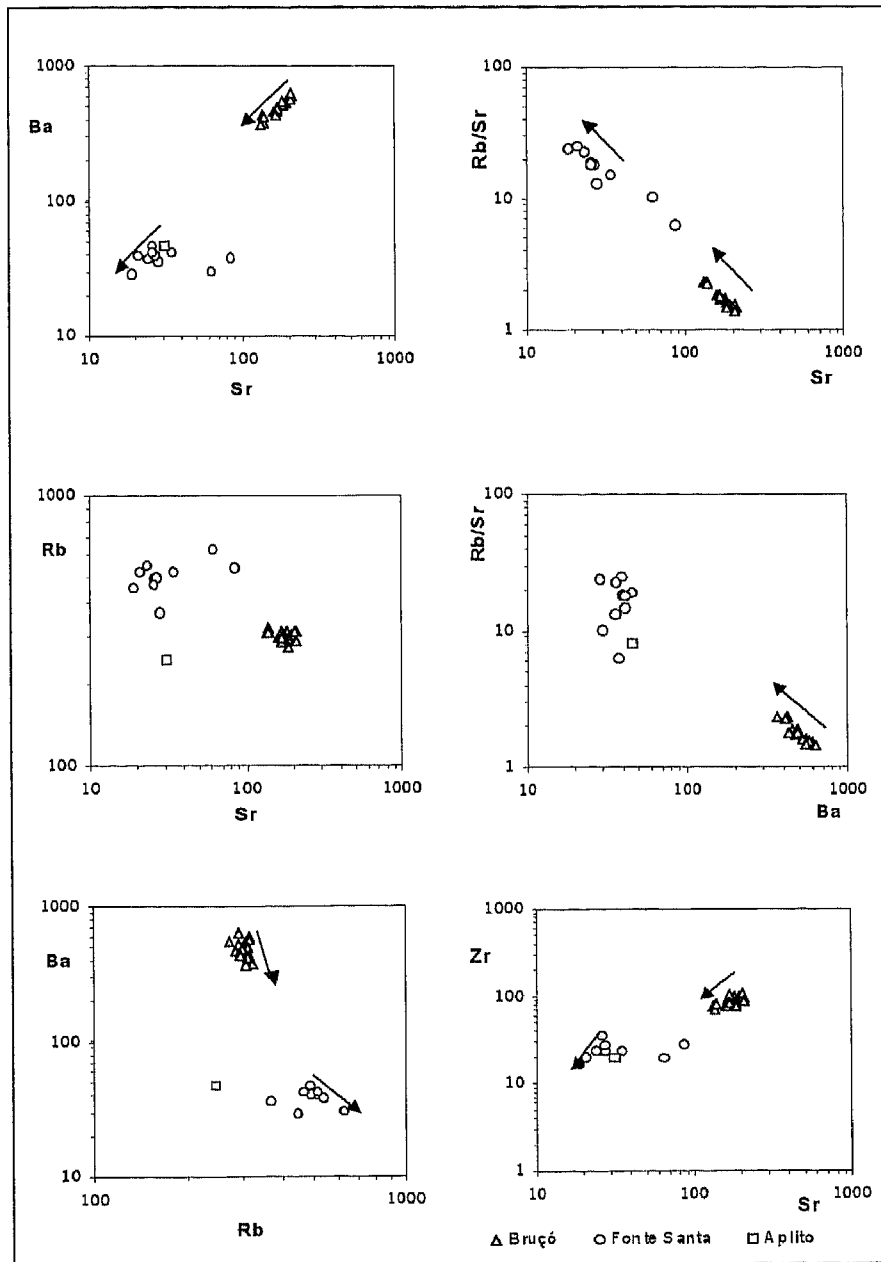


Fig. 43 Algumas relações entre elementos traço expressas em diagramas bi-logarítmicos Ba-Sr, Rb-Sr, Ba-Rb, Zr-Sr, Rb/Sr - Sr e Rb/Sr - Ba.

No gráfico da fig. 44 representam-se os vectores de cristalização fraccionada de um líquido magmático inicial constituído por 700 ppm de Ba e 245 ppm de Sr, obtido por interpolação através da equação da recta de regressão linear de ajuste aos pontos representados pelas amostras do granito de Bruçó. Os cálculos foram efectuados utilizando a equação da cristalização fraccionada de Rayleigh, em que:

$$C_L/C_0 = F^{(D-1)}$$

A lei de Rayleigh descreve o caso extremo em que os cristais são efectivamente removidos do fundido no instante em que são formados, de tal modo que a distribuição dos elementos traço não constitui um processo em equilíbrio. Na equação acima, C_L representa a concentração de um dado elemento traço no líquido, C_0 é a concentração inicial no líquido parental, F representa a percentagem de fundido remanescente e D é o coeficiente de partição mineral/líquido para o elemento considerado.

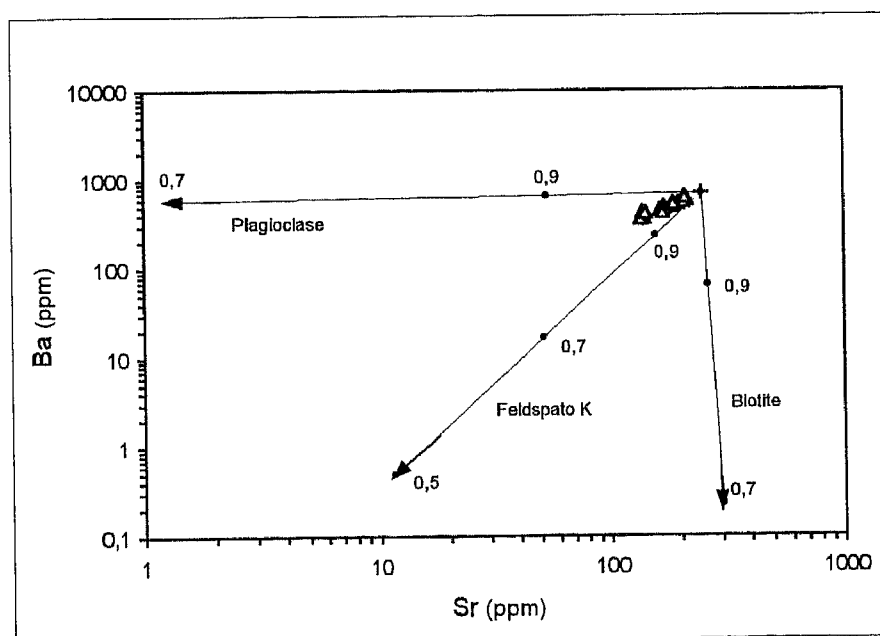


Fig. 44 Diagrama bi-logarítmico Ba-Sr, com representação dos vectores correspondentes à cristalização fraccionada dos minerais indicados, para uma composição inicial de um magma granítico com 700 ppm de Ba e 245 ppm de Sr. Os valores indicados correspondem à fracção do fundido remanescente (F).

Para os cálculos das concentrações de Ba e Sr no líquido magmático, foram utilizados os coeficientes de partição de NASH e CRECRAFT (1985) (*in* ROLLINSON, 1993), determinados em rochas riolíticas com percentagens de SiO₂ variáveis entre 71.9 e 76.2% (tabela 8). A modelação assim realizada permite-nos investigar o processo que conduziu à evolução química ilustrada pela distribuição dos elementos traço e, por outro lado, determinar a mineralogia que interveio nesse processo.

Tabela 8 Coeficientes de partição mineral/fundido, segundo valores de NASH e CRECRAFT (1985), extraídos de ROLLINSON (1993).

	Feldspato K	Plagioclase	Biotite
Ba	11.45	1.515	23.533
Sr	5.4	15.633	0.447

Os resultados dos cálculos efectuados para taxas de cristalização entre 10% a 50% da fase mineral respectiva encontram-se na tabela 9.

Tabela 9 Composições calculadas do líquido resultante (C_L) para taxas de cristalização de 10%, 30% e 50% de um líquido com a composição inicial C_0 .

	Ba	Sr		Ba	Sr		Ba	Sr
C_0	700,0	245,1	C_0	700	245,1	C_0	700,00	245,06
10% Biotite	65,0	259,8	10% Plag	663,03	52,45	10% Ksp	232,77	154,15
30% Biotite	0,2	298,5	30% Plag	582,54	1,33	30% Ksp	16,84	51,02
50% Biotite	0,0	359,5	50% Plag	489,86	0,01	50% Ksp	0,50	11,61

No diagrama vectorial Ba-Sr verifica-se, assim, que as amostras do granito de Bruçó apresentam uma distribuição com um pendor muito próximo do vector do feldspato potássico, para taxas de cristalização fraccionada de cerca de 10% deste mineral, situando-se entre aquele vector e o vector da plagioclase. A leitura do diagrama permite concluir que as fases minerais responsáveis pela diferenciação observada foram, fundamentalmente, o feldspato potássico $\pm$ a plagioclase. Ou seja, a evolução mineralógica que se verifica no sentido de um enriquecimento em albite, em detrimento de feldspato potássico e de plagioclase mais cálcica, deverá ser responsável pela evolução química verificada nas amostras do granito de Bruçó relativamente aos teores em Ba e Sr. No caso do granito de Fonte Santa a correlação entre os teores de Ba e Sr é, pelo contrário, muito fraca, verificando-se antes que o decréscimo em Sr é independente da variação do Ba.

INGER e HARRIS (1993) consideram que os processos de cristalização fraccionada com remoção de feldspato potássico são difíceis de invocar, atendendo à inexistência de um contraste de densidade suficiente entre o feldspato potássico e o fundido e à elevada viscosidade dos líquidos graníticos. Sugerem, então, que os líquidos com quocientes Rb/Sr mais elevados resultam de fusão a mais baixa actividade de H_2O , em que a destruição da moscovite por desidratação produziria uma fase restítica mais rica em feldspato potássico, com o qual o Ba é altamente compatível. A fusão parcial a mais altas actividades de H_2O deixaria um resíduo empobrecido em feldspato, com um coeficiente de distribuição total para o Ba manifestamente inferior. Atribuem, assim, as correlações encontradas ao nível das relações Rb/Sr-Sr e Rb/Sr-Ba no leucogranito de Langtang (Nepal) (semelhantes às verificadas no granito de Bruçó) a proporções variáveis de feldspato potássico restítico gerado por fusão incongruente na fonte.

No caso do granito de Bruçó, o decréscimo em Ba e Sr poderá estar também relacionado com a evolução pós-magmática subsequente, admitindo-se que a albitização dos feldspatos potássicos conduzirá a um empobrecimento simultâneo dos dois elementos químicos (COREY e CHATTERJEE, 1990).

5.4.2 K-Rb

A relação entre os teores de K e Rb é vulgarmente referida como um potencial indicador da evolução petrogenética, podendo em particular ajudar à separação entre tendências evolutivas secundárias e tendências primárias. SHAW (1968) documenta que a razão K/Rb diminui com a diferenciação magmática e de que valores muito baixos daquele quociente, normalmente inferiores a 150, não podem ser obtidos por processos magmáticos, requerendo o envolvimento de uma fase fluída. As amostras analisadas apresentam valores de K/Rb muito baixos (123 a 156, no granito de Bruçó; 52 a 90, no granito de Fonte Santa). O diagrama K-Rb da figura 45 põe em destaque a existência de tendências evolutivas correspondentes ao “*pegmatitic hydrothermal trend*” de SHAW (*op. cit.*) e que se caracterizam por um ligeiro declive negativo, ou mesmo por um sub-paralelismo ao eixo do Rb. Tal facto significa que os teores de K deixam de aumentar paralelamente ao aumento de Rb, como em regra acontece durante a diferenciação magmática, podendo diminuir ou manter-se praticamente constantes. Esta tendência é particularmente evidente no leucogranito de Fonte Santa. Os valores

invulgarmente baixos da razão K/Rb e a sua correlação negativa com o Rb (fig. 46) implicam um maior envolvimento das fases fluídas pós-magmáticas.

Estas características denunciam uma vez mais os efeitos químicos da evolução secundária nos granitos estudados e a sua maior importância e complexidade no leucogranito de Fonte Santa, bem patente nas transformações mineralógicas observadas.

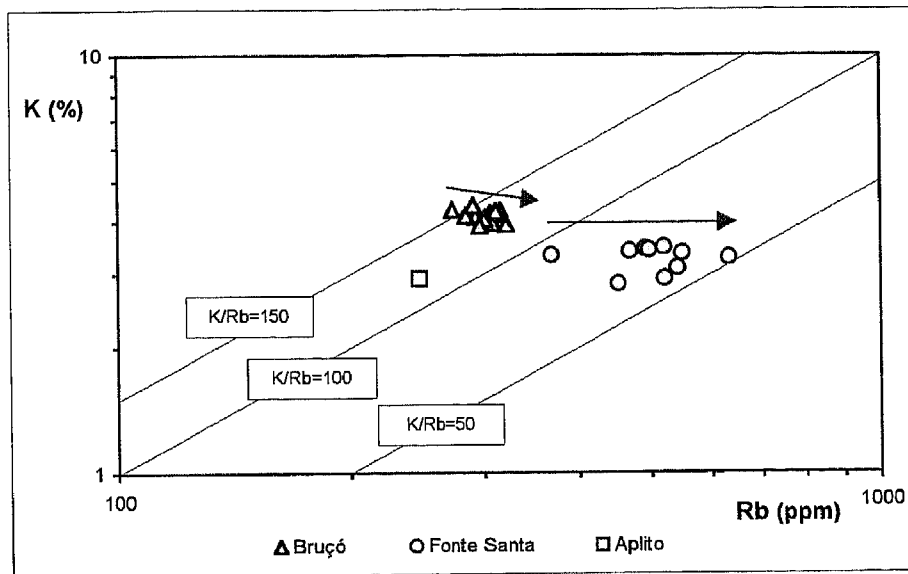


Fig. 45 Diagrama K-Rb, com projecção das amostras de Bruçó e Fonte Santa, no qual se manifestam tendências evolutivas consistentes com o "pegmatitic-hydrothermal trend" de SHAW (1968).

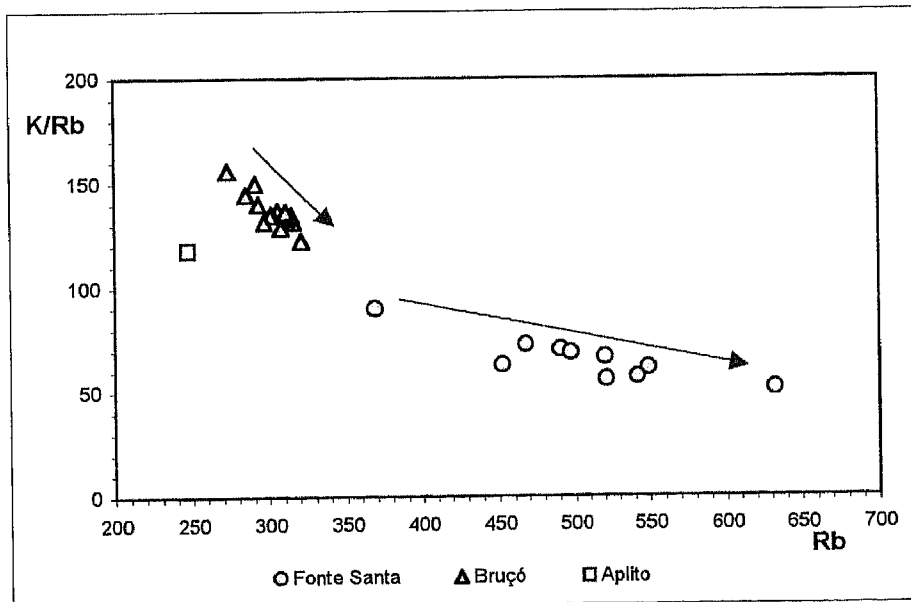


Fig. 46 Representação das amostras de Bruçó e Fonte Santa em diagrama K/Rb - Rb.

5.5 Geoquímica de terras raras

5.5.1 Considerações gerais

Os elementos químicos que formam o grupo das terras raras (TR) constituem excelentes indicadores de processos petrogenéticos, justificando-se o aumento significativo de interesse na geoquímica destes elementos por um lado, pela constatação de que o grau de fraccionamento observado nas TR de uma rocha ou mineral pode ser um excelente indicador da sua génese e, por outro lado, porque é hoje possível a obtenção de análises quantitativas precisas de TR numa base de rotina, mesmo quando os elementos ocorrem em concentrações muito baixas.

Apesar da sua denominação, estes elementos químicos não são particularmente invulgares nos materiais terrestres. O grupo, no seu conjunto, forma mais de 200 ppm da crosta média, e alguns dos seus elementos individuais são mesmo mais abundantes do que o chumbo ou o cobre (KRAUSKOPF e BIRD, 1995).

As TR constituem a série de metais com números atómicos compreendidos entre 57 e 71 (tabela 10), ou seja, do lantânio (La) ao lutécio (Lu). Geralmente, as TR de números atómicos inferiores ao do európio (Eu) são denominadas terras raras leves, ao passo que as terras raras de maiores números atómicos recebem a designação de TR pesadas. Alguns autores optam por considerar, ainda, uma terceira subdivisão, considerando os elementos químicos do Sm ao Tb como terras raras intermédias (MREE - *Middle rare earth elements*).

Os elementos deste grupo apresentam propriedades físico-químicas extraordinariamente similares. Tal semelhança de propriedades reside no facto de as terras raras ocuparem um único ponto na Tabela Periódica de Mendeleev, na 3ª coluna e 6º período (Grupo IIIA), posição essa que imediatamente nos informa que estes elementos são metais activos com um número de oxidação principal de 3+. Por vezes, no tratamento descritivo da geoquímica de TR é incluído o elemento ítrio (Y), de número atómico 39, que apresenta uma química muito semelhante à das TR, sendo ele também um elemento do grupo IIIA da Tabela Periódica. O elemento mais leve do grupo IIIA da Tabela Periódica, o escândio (Sc), tem um comportamento químico de tal modo distinto do das TR, em virtude do raio iónico relativamente

pequeno do seu ião trivalente, que justifica um tratamento separado. O promécio (Pm) não ocorre na natureza devido à rápida desintegração dos seus isótopos.

O aumento da carga nuclear de um dado elemento químico ao longo do grupo das terras raras, é acompanhado por um decréscimo firme no raio iónico (a que muitas vezes se dá o nome de ‘contração dos lantanídeos’). Esta pequena, mas regular, diminuição de tamanho dos iões com o aumento do número atómico (ver tabela 10) conduz à existência de pequenas diferenças nas propriedades das terras raras, que se reflectirão na distribuição diferencial destes elementos nos materiais geológicos. Apesar das semelhanças existentes no seu comportamento químico, as terras raras podem ser parcialmente fraccionadas, umas das outras, através de vários processos petrológicos e mineralógicos. São precisamente aquelas pequenas diferenças de tamanho dos iões e de comportamento químico que conduzem ao fraccionamento de determinados elementos das terras raras relativamente aos seus vizinhos. É neste fenómeno que reside o seu particular interesse geoquímico, permitindo-nos sondar acerca da génese de uma determinada série de rochas e destrinçar os processos petrogenéticos envolvidos.

Tabela 10 - Os elementos das terras raras: estados de oxidação e respectivos raios iónicos.

Número atómico	Nome	Símbolo	Raio iónico, em coordenação VI	
57	Lantânio	La	La ³⁺	1,032 Å
58	Cério	Ce	Ce ³⁺	1,01 Å
	"	"	Ce ⁴⁺	0,87 Å
59	Praseodímio	Pr	Pr ³⁺	0,99 Å
60	Neodímio	Nd	Nd ³⁺	0,983 Å
61	Promécio	Pm	<i>Não ocorre em sistemas naturais</i>	
62	Samário	Sm	Sm ³⁺	0,958 Å
63	Európio	Eu	Eu ³⁺	0,947 Å
	"	"	Eu ²⁺	1,17 Å
64	Gadolínio	Gd	Gd ³⁺	0,938 Å
65	Térbio	Tb	Tb ³⁺	0,923 Å
66	Disprósio	Dy	Dy ³⁺	0,912 Å
67	Hólmio	Ho	Ho ³⁺	0,901 Å
68	Érbio	Er	Er ³⁺	0,890 Å
69	Túlio	Tm	Tm ³⁺	0,880 Å
70	Íterbio	Yb	Yb ³⁺	0,868 Å
71	Lutécio	Lu	Lu ³⁺	0,861 Å

Valores dos raios iónicos segundo SHANNON (1976), extraídos de HENDERSON (1984).

Exceptuando o európio (Eu), todos os elementos do grupo das terras raras estão mais concentrados em rochas graníticas do que nos basaltos, sendo essas diferenças de

concentração mais acentuadas para as terras raras leves (La a Sm) do que para as TR pesadas (Gd a Lu). Estes simples factos são suficientes para nos comunicarem que as TR são, de algum modo, incompatíveis com os iões comuns nos magmas, sendo as TR leves mais incompatíveis do que as pesadas. Com efeito, a contracção dos lantanídeos é responsável pela entrada preferencial dos catiões trivalentes de menor raio iónico (TR pesadas) nas posições do Ca (FIGUEIREDO, 1985), o que faz com que as TR leves fiquem concentradas nas fracções tardias. Há, portanto, um enriquecimento geral em terras raras, principalmente em TR leves, nos fluidos residuais mais tardios da cristalização fraccionada, bem como nas fracções iniciais do fundido gerado por anatexia.

As terras raras são, pois, fortemente fraccionadas entre as rochas ígneas, constatando-se a existência de um aumento gradual no conteúdo total de terras raras e enriquecimento relativo em TR leves das rochas ultrabásicas para as básicas, intermédias, ácidas e alcalinas.

O európio difere das restantes terras raras por possuir um número de oxidação estável adicional de 2^+ . Como é de esperar, dadas as semelhanças existentes nos respectivos raios iónicos e valências, o Eu^{2+} substitui facilmente o Ca^{2+} (raio iónico 1.00 Å, para um número de coordenação VI) e ainda mais rapidamente o Sr^{2+} (raio iónico 1.18 Å, para um número de coordenação VI), de tal modo que, quando a plagioclase cristaliza a partir de um magma máfico, ela remove uma boa quantidade de Eu do líquido remanescente. O Eu^{2+} pode ainda substituir o Pb^{2+} e o Na^+ (HENDERSON, 1984). As quantidades relativas de Eu^{2+} e de Eu^{3+} presentes num magma dependem do seu estado de oxidação. O cério (Ce) é outro elemento das terras raras que além da forma trivalente, pode, assumir outro estado de oxidação estável, ocorrendo sob a forma de Ce^{4+} em condições altamente oxidantes. Esta particularidade tem poucos reflexos nos sistemas ígneos, mas pode muito bem explicar o comportamento do Ce nas águas superficiais e nos sedimentos (KRAUSKOPF e BIRD, 1995). As evidências para a ocorrência de estados de oxidação de 2^+ e 4^+ em TR ocorrentes em sistemas naturais são apenas substanciais para o Eu e para o Ce (HENDERSON, 1984), considerando-se assim que as restantes apresentam, nas condições usuais prevalecentes na crosta terrestre, um único estado de oxidação estável trivalente.

As concentrações dos elementos das TR presentes nas rochas são vulgarmente normalizadas relativamente a um padrão de referência comum, que, em geral, é representado pelos meteoritos de tipo condrítico. Os condritos são escolhidos como padrão de normalização, na

assunção plausível de que a Terra e os meteoritos se formaram originalmente a partir da mesma mistura protoplanetária e supondo-se que os últimos representam amostras não fraccionadas do Sistema Solar, aquando da sua génese. Contudo, as concentrações das terras raras são muito variáveis, devido às diferenças de estabilidade dos núcleos atómicos dos elementos químicos que constituem o grupo. A distribuição dos elementos químicos no Sistema Solar apresenta variações rítmicas de abundância entre os elementos com número atómico par e os elementos com número atómico ímpar e as terras raras não constituem excepção a esta lei geral. As TR com números atómicos pares são mais estáveis (e, portanto, mais abundantes) do que os seus vizinhos de números atómicos ímpares, produzindo um padrão em ziguezague num diagrama de concentrações absolutas *versus* número atómico. A normalização relativamente aos condritos tem, portanto, duas funções muito importantes. Em primeiro lugar, elimina a variação existente entre as quantidades de terras raras com números atómicos pares e ímpares e o efeito de ziguezague daí resultante nos diagramas de concentrações. Em segundo lugar, permite identificar qualquer fraccionamento existente no grupo de terras raras relativamente aos meteoritos condriticos, uma vez que se assume que nos condritos não houve fraccionamento entre as terras raras leves e as pesadas, constituindo amostras praticamente indiferenciadas do material primitivo que terá originado a Terra.

O grau de fraccionamento das terras raras pode ser expresso em termos de um quociente normalizado de elementos. Assim, a razão (La_N/Lu_N) — em que La_N e Lu_N representam as concentrações normalizadas do lantânio e do lutécio, respectivamente — dá-nos uma medida do declive geral do perfil e, portanto, do grau de fraccionamento das terras raras leves em relação às pesadas.

A posição do Eu nos diagramas normalizados de terras raras é, geralmente, exterior ao alinhamento traçado pelas restantes TR, podendo definir uma anomalia, que é positiva se a posição do Eu for superior à tendência geral mostrada pelo diagrama, ou negativa no caso inverso. A quantificação da anomalia do európio é feita através do quociente Eu/Eu^* , que compara a concentração efectivamente medida de európio com a concentração esperada (Eu^*), obtida por interpolação directa entre os valores normalizados de Sm e Gd. Em substituição da média aritmética dos valores de Sm_N e Gd_N , muitas vezes usada para o cálculo de Eu^* , TAYLOR e MCLENNAN (1985) e MCLENNAN (1989) recomendam o uso da média geométrica, por considerarem que aquele procedimento pode gerar sérios erros, especialmente em

padrões de terras raras muito inclinados. Assim, o quociente Eu/Eu^* será determinado através da expressão $Eu/Eu^* = (Eu_N) / (\sqrt{[(Sm_N) \times (Gd_N)]})$.

Em síntese, e atendendo ao sugerido por CLARKE (1992), a interpretação dos padrões de terras raras em estudos geoquímicos de rochas graníticas deverá envolver quatro etapas:

1. Em primeiro lugar, definir o declive do padrão através da razão (La_N/Lu_N) ou (La_N/Yb_N) e comentar acerca do grau de enriquecimento em terras raras leves (ou empobrecimento, embora não tão comum em rochas graníticas);
2. Examinar a magnitude da anomalia do európio através da razão Eu/Eu^* ;
3. Calcular o total do conteúdo em terras raras (em ppm);
4. Por último, procurar tendências de variação dos perfis de terras raras dentro da série plutónica considerada.

5.5.2 Distribuição das terras raras nos granitos de Bruçó e Fonte Santa

Com base em critérios geoquímicos, foram seleccionadas seis amostras das duas fácies graníticas para análise de terras raras. O estudo dos diagramas de variação de elementos químicos permitiu-nos separar, à partida, duas amostras representativas dos termos extremos de cada sequência, desde a menos evoluída, com teores mais baixos de SiO_2 , à mais evoluída, com a máxima percentagem em peso de sílica. No conjunto de amostras do granito de Bruçó, à amostra mais pobre em SiO_2 corresponde o máximo valor do parâmetro $B=Fe+Mg+Ti$, (amostra BR-06). A amostra mais siliciosa do granito de Fonte Santa é a que revela os valores mais baixos daquele parâmetro (amostra FS-01). Foi escolhida, ainda, uma terceira amostra para cada sequência, com teores de sílica intermédios, que corresponde, no caso do granito de Bruçó, à amostra com menor percentagem em minerais ferromagnesianos (revelada pelo mais baixo valor do parâmetro $B=Fe+Mg+Ti$) e, para o granito de Fonte Santa, desprovido de biotite, à amostra com teores mais elevados de FeO (0.44 %) e de boro (76 ppm).

Na tabela C.5 (Anexo C) apresentam-se os dados de terras raras obtidos para as duas fácies graníticas, bem como razões normalizadas de elementos em relação aos teores médios apresentados pelos condritos, de acordo com os valores de TAYLOR e MCLENNAN (1985). Os padrões de terras raras assim determinados encontram-se expressos nos diagramas da fig. 47.

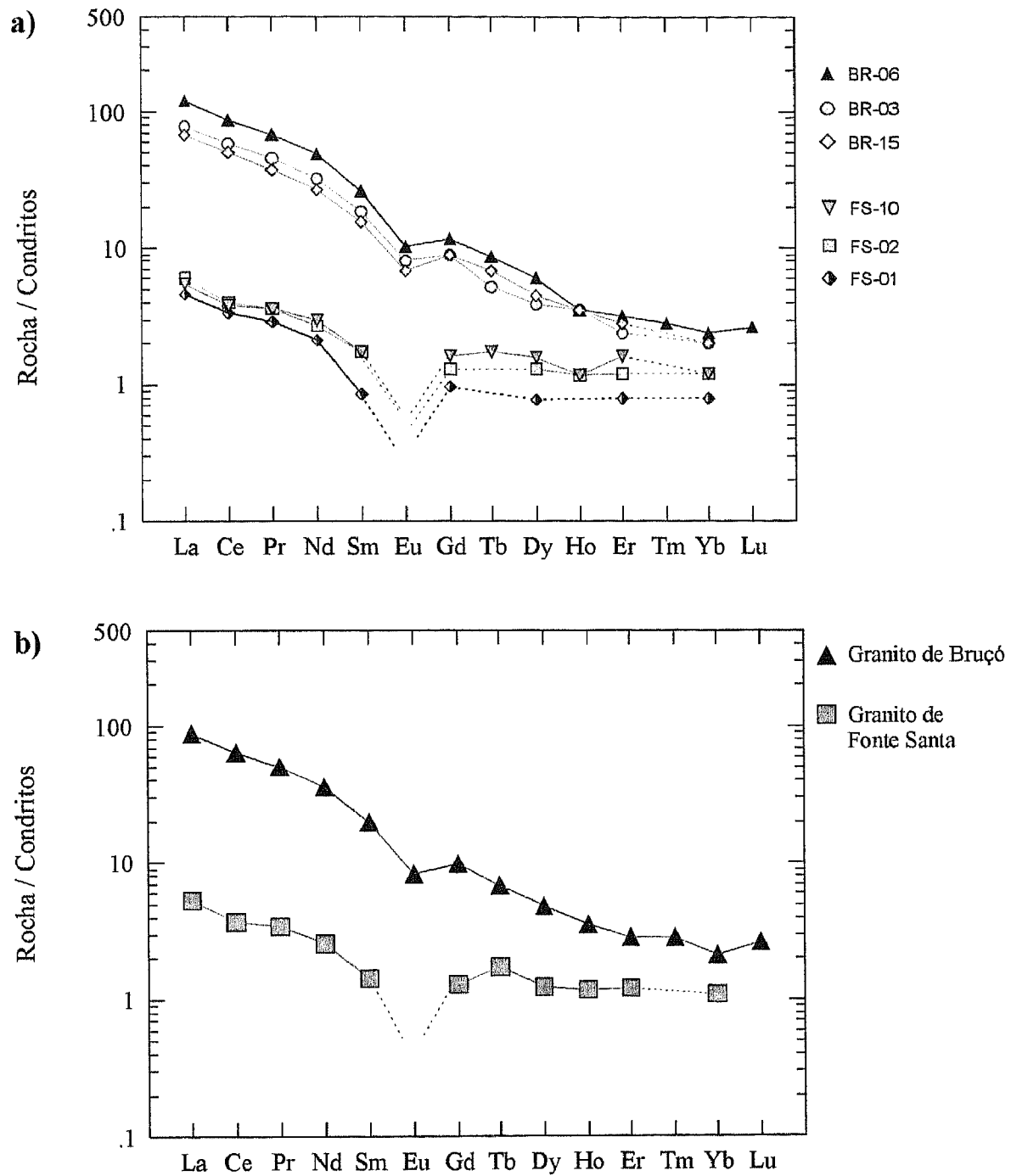


Fig. 47 Diagramas de terras raras normalizados relativamente à média dos condritos, segundo valores de Taylor e McLennan (1985). **a)** amostras representativas dos granitos de Bruçó e Fonte Santa, analisadas para terras raras ; **b)** média das amostras das duas fácies de granitóides. Representam-se a tracejado as interpolações feitas sempre que o teor de um dado elemento se situa abaixo dos limites de detecção do equipamento de análise.

A análise dos resultados obtidos permite-nos constatar estarmos perante granitos relativamente empobrecidos no total de terras raras, com teores médios que variam entre $\Sigma\text{TR}=9.7$ ppm, no granito de Fonte Santa, e $\Sigma\text{TR} = 139.5$ ppm no granito de Bruçó. O relativo empobrecimento em terras raras pesadas, comparativamente às terras raras leves, origina espectros fraccionados [$(\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N}) > 5$, em média].

Ao compararmos os padrões de TR do granito de Bruçó com os do granito de Fonte Santa ressalta, logo à primeira vista, a discriminação nítida existente entre as duas fácies graníticas, que se evidencia essencialmente pela total ausência de paralelismo entre os respectivos traçados. Observa-se, ainda, um forte decréscimo no total de TR e no grau de fraccionamento das TR leves em relação às pesadas — diminuição da razão $(\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N})$ —, quando se passa do granito de Bruçó para o granito de Fonte Santa.

Contudo, para cada conjunto de amostras, os traçados apresentam-se sub-paralelos, verificando-se, na generalidade, um decréscimo progressivo do conteúdo total de terras raras (ΣTR) à medida que aumenta o grau de evolução das amostras, quer se considere o teor em sílica das amostras como índice de diferenciação, quer o valor do parâmetro $B=\text{Fe}+\text{Mg}+\text{Ti}$ (Fig. 48).

O **granito de Bruçó** possui teores moderados de TR ($\Sigma\text{TR} = 125$ a 186.4 ppm; em média, 139.5 ppm), encontra-se particularmente empobrecido em TR pesadas ($\Sigma\text{TR}_{\text{pesadas}} = 5.9$ a 8.3 ppm) e apresenta, por essa razão, padrões muito fraccionados [$(\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N}) = 33.5$ a 49.7]. Evidencia uma anomalia negativa em Eu relativamente baixa ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.60$, em média), que se mantém praticamente constante nas três amostras analisadas, com uma ligeira descida paralela à diminuição da percentagem em biotite. Verifica-se que a amostra mais empobrecida em terras raras é a que apresenta os mais baixos valores do parâmetro $B=\text{Fe}+\text{Mg}+\text{Ti}$. Com efeito, a evolução dos padrões de TR do granito de Bruçó parece estar mais relacionada com o conteúdo em biotite, revelado do ponto de vista geoquímico pelo valor do parâmetro $B=\text{Fe}+\text{Mg}+\text{Ti}$, do que com a percentagem em sílica das amostras (fig. 48 *a*). Assim, paralelamente ao decréscimo no conteúdo em biotite das amostras do granito de Bruçó, verifica-se decréscimo no conteúdo total de terras raras (ΣTR), diminuição acentuada do grau de fraccionamento das TR leves relativamente às TR pesadas (razão $\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N}$) e fraca diminuição do teor normalizado de Eu (Eu_N), que se reflecte num aumento muito ligeiro da anomalia que lhe corresponde (Eu/Eu^* variável entre 0.59 e 0.63).

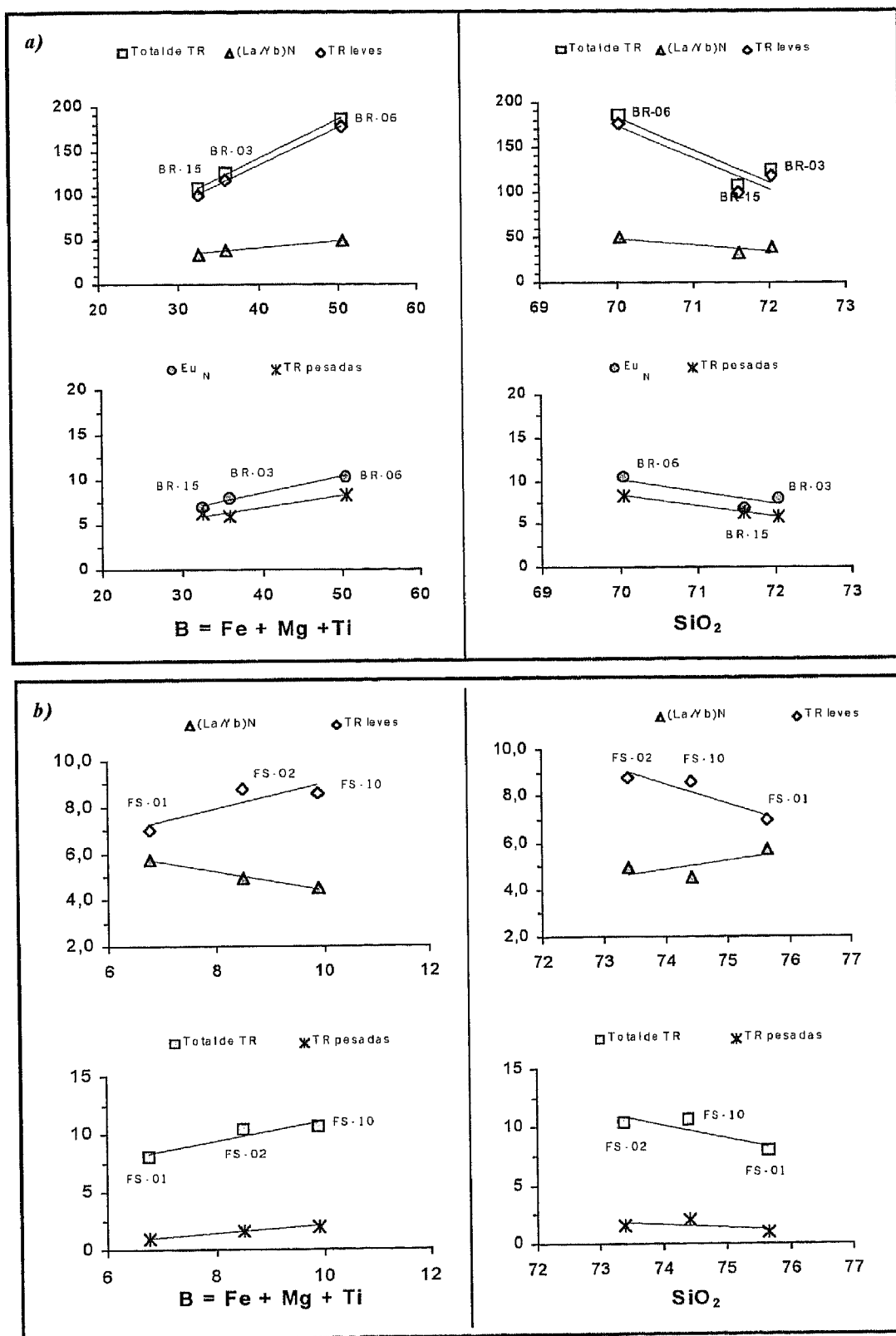


Fig. 48 Variação dos teores em TR, Eu_N e quocientes (La_N/Yb_N) com o parâmetro B=Fe+Mg+Ti (expresso em milicatiões por 100 g de rocha) e com a percentagem em SiO₂ das amostras. Encontram-se igualmente representadas as respectivas correlações lineares.
 a) amostras do granito de Bruçó; b) amostras do granito de Fonte Santa.

O traçado do perfil de terras raras da amostra BR-15 (com o valor mínimo de $B=Fe+Mg+Ti$) cruza o da amostra BR-03 (amostra mais rica em SiO_2) a partir do elemento Gd, verificando-se, assim, que o decréscimo em TR pesadas deixa de ser controlado pela diminuição do teor em biotite, passando a ser paralelo à diminuição do teor em SiO_2 das amostras (ver fig. 48).

O **granito de Fonte Santa** encontra-se extremamente empobrecido em terras raras ($\Sigma TR = 8$ a 10.6 ppm; em média, 9.7 ppm), com teores que se situam muito abaixo dos valores médios para os leucogranitos — $\Sigma TR = 64.7$ ppm, de acordo com valores de COCHERIE (1978), referidos por DIAS (1987). Revela igualmente um fraco enriquecimento de TR leves relativamente às pesadas ($La_N/Yb_N = 4.5$ a 5.7), o que, de um modo geral, se reflecte na forma achatada exibida pelos respectivos padrões. Este achatamento é particularmente notório no que concerne às terras raras pesadas, que denotam um grau de fraccionamento muito baixo entre si ($Gd_N/Yb_N = 1.1$ a 1.4). Salienta-se, ainda, o facto de a amostra FS-01 revelar teores de Sm, Dy, Er e Yb mais baixos do que os valores médios dos condritos utilizados para a normalização.

O forte empobrecimento em TR observado no granito de Fonte Santa inviabilizou por completo a determinação de alguns elementos químicos nas amostras analisadas — nomeadamente o Eu, o Tm e o Lu —, em virtude dos respectivos teores se situarem abaixo dos limites de detecção do equipamento de ICP-MS do Laboratório do BRGM de Orléans (valores inferiores a $0.1 \mu g/g$). Por esse motivo, tornou-se impraticável a determinação da anomalia do Eu, tendo-se optado por representar a tracejado os perfis normalizados dos diagramas da figura 47, correspondentes aos elementos não determinados. Os baixos teores de TR do granito de Fonte Santa, particularmente no que concerne às TR pesadas e teores de Sm, Gd, Dy, Ho e Tb da amostra FS-01, deverão ser considerados sob alguma reserva, uma vez que o seu doseamento não está isento de erros analíticos resultantes da proximidade dos teores determinados com os limites de detecção do equipamento.

A amostra mais rica em sílica (FS-01) é a que revela os mais baixos valores do conteúdo total de TR (ΣTR), observando-se, contudo, um ligeiro enriquecimento no grau de fraccionamento das TR leves (La_N/Yb_N) paralelamente ao aumento de sílica, que parece denunciar o facto de o decréscimo em TR ser mais acentuado para os elementos de maior número atómico, do que para o La ou o Ce. A partir do elemento praseodímio (Pr), verifica-se

que o traçado do perfil de TR da amostra FS-10 cruza o da amostra FS-02 (amostra menos siliciosa do conjunto), o que significa que a amostra mais rica em terras raras (FS-10), em particular nas TR médias e pesadas, não se relaciona com um valor máximo (ou mínimo) de percentagem em peso de SiO_2 do conjunto das amostras colhidas no granito de Fonte Santa. Também no granito de Fonte Santa parece existir uma correlação mais estreita dos teores de TR com o parâmetro $B = \text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti}$ do que com a sílica (fig. 48 b), embora tal correlação não seja tão evidente como para o granito de Bruçó, principalmente na variação do total de terras raras leves.

5.5.3 Discussão

Os dados da geoquímica de terras raras parecem, à primeira vista, contrariar o que afirmamos sobre o comportamento geral destes elementos nos sistemas ígneos, nomeadamente, a existência de um aumento gradual no conteúdo total de TR e enriquecimento relativo em TR leves à medida que aumenta o grau de diferenciação magmática. Com efeito, das amostras menos diferenciadas do granito de Bruçó às mais evoluídas observamos, pelo contrário, decréscimo progressivo no total de TR leves, decréscimo do total das 14 TR analisadas, ligeira diminuição do teor em Eu e diminuição do grau de fraccionamento dos padrões normalizados. O granito de Fonte Santa, por sua vez, é um granito altamente especializado, como vimos pelas características petrográficas que apresenta e restantes aspectos da geoquímica de elementos traço, designadamente os elevados teores em Rb, F, Li, B, Sn e W. Seria, pois, de esperar um enriquecimento similar em elementos igualmente incompatíveis, como as TR leves e o Th. Apresenta-se, contudo, muito empobrecido em TR, com padrões normalizados pouco fraccionados (baixas razões $(\text{La}_N/\text{Yb}_N)$) e diminuição geral dos teores de TR com o aumento da diferenciação.

No entanto, longe de constituir excepção, este comportamento aparentemente anómalo das terras raras parece ser uma característica geral da maioria dos granitos de duas micas variscos (ALBUQUERQUE, 1978; DIAS, 1987; SILVA e NEIVA, 1990; GOMES, 1996; ORTEGA CUESTA, 1998). Idênticas características são também observadas em sequências de diferenciação de granitos peraluminosos não variscos e de localização geográfica diversa, como sejam os leucogranitos alpinos dos Himalaias (VIDAL *et al.*, 1982; LE FORT *et al.*, 1987), os granitos moscovíticos do plutão mesozóico de Sweetwater Wash, no sudeste da Califórnia (MITTFELDEHLDT e MILLER, 1983) ou os monzogranitos leucocráticos de intrusão devónica do

batólito de South Mountain, no sudoeste da Nova Escócia (COREY e CHATERJEE, 1990). Conforme sugere ORTEGA CUESTA (1998), a geoquímica de terras raras parece reflectir um processo petrogenético específico para a origem dos leucogranitos peraluminosos, independente da idade de formação dos granitos e da área fonte em que estes se originam.

As razões invocadas na literatura para a explicação do comportamento das terras raras em séries peraluminosas diferenciadas, em particular no que diz respeito ao forte decréscimo do teor de TR leves e do total de TR, estão sobretudo ligadas ao forte controlo exercido pelas fases minerais acessórias com elevados coeficientes de distribuição sólido/líquido para aqueles elementos ($K_D^{s/l} > 1$), como sejam a monazite, o zircão, a apatite ou o xenótimo (VIDAL *et al.*, 1982; MITTFELDLT e MILLER, 1983; LE FORT *et al.*, 1987; BEA, 1996). A fraca abundância destes minerais nos granitos é compensada pelos elevados teores em TR que apresentam. Saliente-se, ainda, o facto de alguns minerais acessórios concentrarem as TR como constituintes essenciais das suas estruturas cristalinas e não apenas como elementos traço. Os exemplos mais frequentes em rochas graníticas são os minerais do grupo da monazite, cuja fórmula química geral, segundo GAINES *et al.* (1997), é ATO_4 , com $A = Ce^{3+}$, La, Nd, Th^{4+} , Ca, Bi e $T = P$, As, ou seja, constituem um grupo de fosfatos e arsenatos de TR leves, Th, Ca e Bi.

Por outro lado, os minerais acessórios ricos em TR ocorrem preferencialmente incluídos na biotite, o que confere a este mineral um importante papel no controlo exercido, ainda que de uma forma indirecta, sobre o comportamento geoquímico das TR. Explica-se, assim, a estreita relação existente entre o fraccionamento das TR e a remoção da biotite, que constitui o principal hospedeiro de minerais acessórios ricos em TR, tais como a monazite, a apatite ou o zircão. Como vimos, esta relação é particularmente notória no granito de Bruçó, em que se verifica uma forte correlação positiva entre o teor de TR e o parâmetro $B=Fe+Mg+Ti$, sendo essa correlação mais forte para as terras raras leves do que para as pesadas (fig. 48 a).

Num recente trabalho sobre a residência de TR, Y, Th e U nos granitos e protólitos crustais, efectuado em cerca de 150 amostras provenientes de 38 unidades geológicas distintas, BEA (1996) determinou que 70 a 95 % de TR (Eu excluído), Y, Th e U das rochas graníticas residem em minerais acessórios, cuja natureza, composição e associações paragenéticas variam com o grau de aluminosidade. Assim, nos granitos peraluminosos, tais como os de Bruçó e Fonte Santa, BEA determinou que aproximadamente 90 a 95% do total de TR leves

são acomodadas nos acessórios (80 a 85% dos quais na monazite, os restantes na apatite) e 5 a 10% nos feldspatos. O **Eu** é acomodado no feldspato potássico e na plagioclase, em proporções praticamente idênticas para os granitos peraluminosos, totalizando, no conjunto, cerca de 90% do conteúdo total de Eu da rocha. A apatite e a monazite podem ter entre 5 e 7% de Eu e as micas, de 1 a 2%. As **TR pesadas** residem igualmente nos minerais acessórios, sendo de 95% a fracção do total de TR pesadas da rocha que neles pode ser acomodada, para o mesmo tipo de granitos. Nas variedades de granitos peraluminosos pobres em Ca, o xenótimo pode concentrar 30 a 50% do total de TR pesadas da rocha, a apatite, 15 a 25%, o zircão, 15 a 20% e a monazite, 5 a 10%. A monazite e os ortossilicatos de tório (huttonite e thorite, de fórmula química ThSiO_4) são os reservatórios de **Th** mais importantes dos granitos peraluminosos, ao passo que o U presente nestes granitos reside principalmente no xenotimo, na uraninite, na monazite e no zircão. O trabalho de BEA (1996) vem, assim, confirmar o facto de os minerais essenciais desempenharem um papel muito secundário, subordinado ao dos acessórios, na distribuição dos conteúdos em TR, Th, Y e U das rochas graníticas, principalmente nos sistemas peraluminosos. A remoção de quantidades diminutas de minerais acessórios irá influenciar drasticamente a distribuição de TR, Y, Th e U entre o fundido e os sólidos, simplesmente porque os acessórios concentram a maior parte daqueles elementos.

Por outro lado, BEA (*op. cit.*) estudou o comportamento geoquímico contrastante das TR e dos elementos Y, Th e U em granitos diferenciados, concluindo que aquele comportamento varia com o grau de aluminosidade. Em geral, quanto mais elevado for o índice de saturação em alumina [definido como $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$, em proporções molares], maior será o decréscimo em TR (Eu excluído), Y, Th e U nos diferenciados leucocratas. A distribuição vertical destes elementos tem, aliás, um comportamento contrastante em plutões verticalmente zonados. Assim, em granitos de Tipo I as concentrações de TR, Y, Th e U tendem a aumentar das fácies menos diferenciadas às mais evoluídas, acumulando-se nas zonas apicais, ao passo que nos plutões zonados de Tipo S as concentrações daqueles elementos tendem a diminuir com o aumento da diferenciação, acumulando-se em profundidade (SAWKA e CHAPPELL, 1988; BEA *et al.*, 1994, citados em BEA, 1996).

Ainda de acordo com BEA (1996), estas diferenças de comportamento seriam devidas às diferenças existentes na natureza dos minerais essenciais e acessórios, como consequência de mudanças no grau de aluminosidade, sendo o factor chave a substituição progressiva da alanite e da esfena por monazite e xenotimo, à medida que aumenta o índice de saturação em

alumina e diminui o conteúdo em CaO, segundo um mecanismo que passamos a descrever. Os granitos peraluminosos possuem conteúdos em fósforo superiores aos dos metaluminosos com o mesmo conteúdo em sílica (LONDON, 1992), devido à melhor solubilidade da apatite a valores elevados de aluminosidade. Como a solubilidade da monazite e do xenotimo permanecem muito baixas, os fundidos peraluminosos ricos em fósforo tornar-se-iam saturados em monazite e xenotimo, a baixas concentrações de TR. Os fosfatos de TR precipitados seriam, então, efectivamente removidos do fundido, como inclusões na biotite (também ela, um mineral de cristalização precoce), produzindo-se, assim, um forte decréscimo em TR, Y, Th e U nos fundidos residuais. Nos líquidos metaluminosos, contudo, a escassez de aniões fosfato faz com que a saturação em fosfatos de TR ocorra a concentrações mais elevadas de TR do que nos peraluminosos, tornando-se a alanite e a esfena os principais portadores de TR, Y, Th e U. Como estes últimos minerais são menos eficazes do que a monazite e o xenotimo a remover aqueles elementos químicos do fundido e não precipitam de forma maciça no começo da cristalização, os coeficientes de distribuição total cristal/fundido devem permanecer com valores inferiores a um, durante a maior parte da história da cristalização, produzindo-se, assim, diferenciados de algum modo enriquecidos em TR, Y, Th e U, em sequências de diferenciação metaluminosa.

Motivos idênticos são invocados por SHA e CHAPPELL (1999) para explicar os teores mais elevados em TR leves encontrados em apatites de granitos máficos de tipo I, quando comparados com os teores apresentados pelas apatites de granitos tipo S e de variedades félsicas de granitos de tipo I. Para estes autores, a principal causa do empobrecimento em TR leves do fundido residual e da apatite residirá, assim, na cristalização precoce da monazite, em magmas de tipo S, conduzida pela sua maior estabilidade e menor solubilidade do que em magmas de tipo I. Pelo contrário, a maior parte dos magmas máficos de tipo I são oxidados, metaluminosos e a solubilidade da monazite aumenta com o decréscimo do índice de saturação em alumina em sistemas metaluminosos. Torna-se, portanto, mais difícil a saturação precoce da monazite nos magmas máficos, metaluminosos, de tipo I, do que nos magmas peraluminosos de tipo S e magmas félsicos de tipo I. Além disso, os altos conteúdos em Ca dos magmas de tipo I conduzem à saturação precoce da apatite, o que, empobrecendo os fundidos em TR, atrasam ainda mais a saturação em monazite. A monazite não consegue, assim, atingir a sua saturação e não ocorre em magmas ricos em Ca, oxidados e metaluminosos, a não ser nos últimos estádios representados por fundidos residuais pobres em Ca,

peraluminosos e félsicos. Por outro lado, a apatite, a alanite e a titanite (esfena) constituem a principal associação de minerais acessórios que controla o comportamento das TR nos magmas de tipo I. A sua precipitação também irá empobrecer os fundidos residuais em TR leves. Contudo, o grau de empobrecimento em TR leves provocado pela precipitação da alanite e da esfena é consideravelmente mais baixo do que o originado pela precipitação da mesma quantidade de monazite nos magmas de tipo S e variedades félsicas de tipo I, uma vez que os coeficientes de partição mineral/fundido da monazite para as TR leves são de uma e duas ordens de magnitude superiores aos da alanite e titanite, respectivamente. SHA e CHAPPELL (1999) concluem, assim, que a causa directa para o fraccionamento e redistribuição interna das TR nas apatites dos granitos de tipo S e tipo I reside nas diferenças encontradas nas associações de minerais acessórios dos diferentes tipos de granitos.

Para além do fraccionamento dos minerais acessórios portadores de TR, outros processos podem igualmente conduzir a fortes decréscimos no conteúdo total de TR, de que destacamos a lixiviação destes elementos químicos através da circulação de grande quantidade de fluidos ricos em F, Cl, B ou CO_3^{2-} , admitida por VIDAL *et al.* (1982) como um dos processos responsáveis pela evolução das TR no leucogranito de Manaslu (Himalaia, Nepal). Estes autores depararam com teores de terras raras e Th inesperadamente baixos no referido granito, em comparação com os valores muito mais elevados apresentados pelo material parental, constituído pelos paragneisses da Placa do Tibete subjacente. Sugerem, então, dois mecanismos principais que poderiam explicar o fenómeno observado, envolvendo, por um lado, a extracção de pequenas quantidades de monazite que seria deixada no resíduo durante a fusão parcial ou, mais provavelmente, removida por cristalização fraccionada num estágio precoce da história magmática e, por outro lado, a lixiviação das TR por fluidos ricos em iões complexos de circulação relativamente tardia.

Outros autores têm demonstrado que as TR não são propriamente imóveis sob condições de metassomatismo tardio a pós-magmático (ALDERTON *et al.*, 1980; COREY e CHATTERJEE, 1990; NEIVA *et al.*, 1990; SILVA e NEIVA, 1990), podendo os processos secundários mascarar os padrões de TR originais. Alguns processos de alteração secundária estão bem presentes, como vimos, tanto no granito de Bruçó como, sobretudo, no granito de Fonte Santa.

ALDERTON *et al.* (1980) estudaram uma série de processos de alteração que afectaram os granitos do sudoeste de Inglaterra, demonstrando que a sericitização dos feldspatos pode provocar um aumento da anomalia do Eu e que a turmalinização induz um importante decréscimo no conteúdo total de TR. Contudo, a turmalina possui posições que podem acomodar Eu^{2+} e, assim, o európio sofre uma diminuição menor do que as restantes TR.

COREY e CHATTERJEE (1990) comprovaram a mobilidade das TR sob condições de metassomatismo tardi a pós-magmático no Batólito de South Mountain (Nova Escócia). Alternativamente a uma evolução primária, controlada pela cristalização fraccionada de monazite, apatite e zircão, as TR leves sofreram também um empobrecimento progressivo devido à presença de granada de origem metassomática naquele maciço, que terá igualmente resultado num enriquecimento em TR pesadas. Aqueles autores concluem, então, que a concentração de TR e de outros elementos traço numa rocha metassomatizada parece ser mais controlada pela capacidade da associação mineral secundária em incorporar os elementos libertados, do que pela concentração daqueles elementos na fase fluída.

NEIVA *et al.* (1990), ao estudarem a alteração hidrotermal do granito de duas micas associado aos depósitos filonianos auríferos do Campo de Jales, depararam com uma diminuição progressiva de todas as TR e ligeiro aumento da anomalia do európio. Concluem que a silicificação provoca a perda de todos os elementos das TR (efeito de diluição do quartzo), ao passo que a caulínização dos feldspatos conduz a um empobrecimento em TR leves. Por outro lado, a destruição dos feldspatos e sua transformação em mica branca origina um aumento da anomalia do európio. A cloritização da biotite seria responsável pelo maior empobrecimento de TR leves relativamente às pesadas, com consequente decréscimo de $(\text{La}_N/\text{Yb}_N)$, uma vez que a clorite acomoda uma quantidade de TR pesadas superior a TR leves, do total de TR libertado durante a destruição das fases primárias.

Feita esta breve incursão na literatura da especialidade, que julgamos necessária com vista à compreensão plena dos fenómenos que podem ser desvendados com o auxílio da geoquímica de TR, sobretudo em diferenciados peraluminosos nos quais a evolução geoquímica destes elementos não segue, como vimos, a tendência normalmente esperada, remetamo-nos aos granitos em estudo e procuremos decifrar os processos que se escondem por detrás dos simples teores em TR apresentados e respectivos padrões normalizados relativamente aos condritos (Fig. 47).

As principais conclusões que julgamos ser possível tirar dos elementos das TR analisados nos granitos de Bruçó e Fonte Santa resumem-se, pois, ao seguinte:

1. A geoquímica de terras raras parece vir reforçar a hipótese da inexistência de consanguinidade magmática entre os granitos de Bruçó e Fonte Santa, dada a marcada ausência de paralelismo entre os respectivos padrões normalizados. Com efeito, o forte decréscimo em terras raras do granito de Fonte Santa e a existência de um importante hiato químico entre as duas unidades graníticas, permitem excluir a hipótese da existência de uma relação genética directa entre elas.

2. A morfologia e evolução dos espectros de TR do **granito de Bruçó** são essencialmente controlados pela cristalização fraccionada de monazite, apatite e zircão. Estes minerais foram efectivamente identificados nas amostras observadas do granito de Bruçó pelo estudo petrográfico ao microscópio óptico, com posterior confirmação à microsonda electrónica. A existência de uma forte correlação positiva entre os teores de Th e das TR leves, em particular dos elementos La, Ce e Nd, denuncia o seu fraccionamento simultâneo e vem suportar o facto de a monazite (fosfato de Th, La, Ce e Nd) constituir o principal hospedeiro de TR leves no granito de Bruçó (Fig. 49 a).

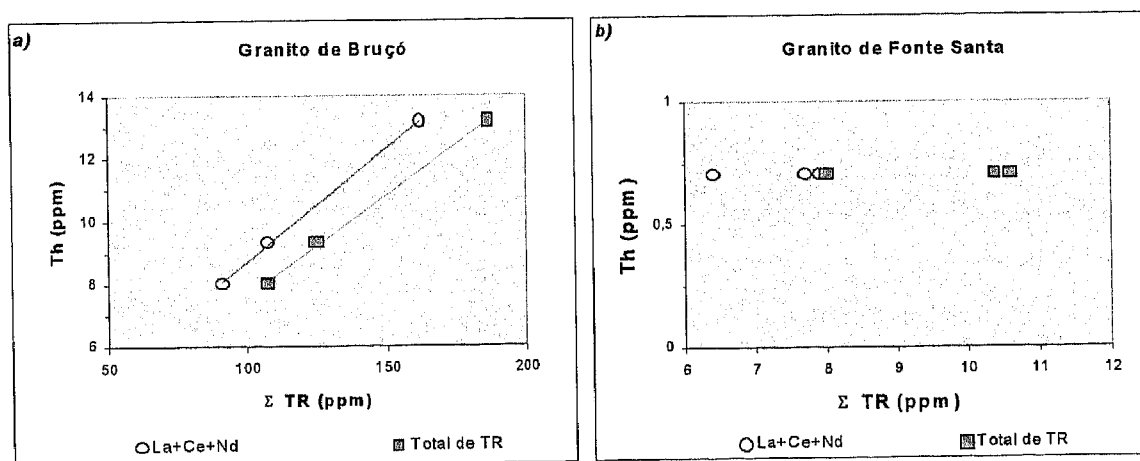


Fig. 49 a) Variação de Σ TR e (La + Ce + Nd) com os teores em Th do granito de Bruçó.

b) Variação de Σ TR e (La + Ce + Nd) com os teores em Th do granito de Fonte Santa.

A observação petrográfica permitiu igualmente detectar que aqueles minerais acessórios, nomeadamente o **zircão** e a **monazite**, se encontram preferencialmente dispostos como

inclusões no seio da biotite, muitas vezes formando halos pleocróicos devidos à desintegração radioactiva de alguns dos seus elementos químicos. O fraccionamento simultâneo da monazite e da biotite pode ser, igualmente, comprovado pela existência de uma forte correlação entre os teores em TR leves e o parâmetro $B = Fe + Mg + Ti$, expresso em milicatiões por 100 g de rocha, directamente relacionado com o conteúdo em minerais máficos de uma rocha (DEBON e LE FORT, 1988) e, no caso vertente, com o conteúdo em biotite (Fig. 48).

O decréscimo observado nos restantes elementos das TR, paralelo à evolução magmática das amostras analisadas do granito de Bruçó, pode ser explicado pela cristalização fraccionada de **apatite** e **zircão**, com a sua consequente remoção do fundido silicatado. A apatite tende a concentrar as terras raras intermédias, particularmente em sistemas peraluminosos como o presente (SHA e CHAPPELL, 1999), ao passo que o zircão é selectivo relativamente às terras raras pesadas, apresentando coeficientes de partição mineral/fundido, medidos em rochas dacíticas e riolíticas, que podem variar entre $KD^{s/l}=4.2$ para o Ce e $KD^{s/l}=345$ para o Lu (*in* HENDERSON, 1984). Verifica-se que a amostra mais pobre em TR pesadas deixa de ser a de menor valor do parâmetro $B=Fe+Mg+Ti$ (amostra BR-15, com o mais baixo teor de TR leves), para passar a ser a mais siliciosa (BR-03). As melhores correlações negativas observadas entre o total de TR pesadas e a SiO_2 (ver fig. 48) poderão estar, de algum modo, relacionadas com a substituição da monazite pelo zircão no controlo exercido na geoquímica das TR de número atómico superior.

3. Relativamente ao granito de **Fonte Santa**, o extremo empobrecimento em TR evidenciado obriga à invocação de outros mecanismos além da cristalização fraccionada dos minerais acessórios, que possam justificar a evolução geoquímica interna dos elementos das TR com o aumento da diferenciação magmática. Com efeito, trata-se de um granito moscovítico, que revela forte escassez de minerais acessórios, dos quais o mais abundante é a apatite. Por outro lado, conforme se pode observar do diagrama da figura 49 *b*, não se constata o fraccionamento simultâneo das TR leves (La, Ce e Nd) e do Th que se tinha observado no granito de Bruçó e que havia comprovado ser a monazite o principal portador daqueles elementos químicos. Verifica-se, antes, que à medida que os teores em TR leves vão diminuindo, o conteúdo em Th do granito de Fonte Santa permanece constante, a valores já de si muito baixos (0.7 ppm). Este facto permite-nos sugerir que não é a remoção da monazite que controla a diminuição de TR leves com o aumento da diferenciação, nas amostras analisadas do granito de Fonte Santa.

Tratando-se de uma cúpula granítica altamente diferenciada, com manifestações de importantes fenómenos de alteração no *subsolidus* (albitização, feldspatização potássica, moscovitização) e rica em elementos voláteis, tais como o B, o F ou o Li, admitimos que na origem dos baixos teores em TR do granito de Fonte Santa possam estar fenómenos relacionados com a circulação de fluidos, quer precoces, relacionados com os últimos estádios da evolução magmática primária do corpo granítico, quer tardios e hidrotermais. Não será, também, de excluir a hipótese de que, no nível de erosão actual, os afloramentos disponíveis deste pequeno *stock* leucogranítico revelem a predominância dos efeitos de alteração secundária sobre os resultantes da evolução magmática primária, por corresponderem a zonas apicais possivelmente derivadas de um plutão não aflorante.

5.6 Características geoquímicas e ambiente tectónico

Estudos integrados envolvendo dados da geologia de campo, geologia estrutural, petrografia, mineralogia e geoquímica têm demonstrado que a génese dos vários tipos de granitóides é fortemente condicionada pelo ambiente geodinâmico, podendo as diversas tipologias graníticas servir para a identificação das características do regime tectónico em que se deram as respectivas intrusões. Nesse sentido, as diversas classificações de rochas graníticas, inicialmente destinadas a agrupar e sistematizar as diferentes litologias com base em critérios petrográficos, mineralógicos ou geoquímicos, ganharam conotações genéticas que as relacionam quer com os protólitos ou áreas fonte que estão na sua origem, quer com os ambientes geotectónicos que propiciam a sua instalação.

As subdivisões químicas de SHAND em granitos peraluminosos, granitos metaluminosos e granitos peralcalinos, baseadas nos quocientes molares $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ e $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$, são hoje utilizadas, embora de uma forma algo simplista e redutora, como um modo de distinguir ambientes tectónicos distintos, com base em aspectos químicos revelados pelos elementos maiores (v. CLARKE, 1992). Assume-se, assim, de um modo geral, que os granitos calcoalcalinos metaluminosos ($A/CNK < 1$) são o resultado de um magmatismo de arco vulcânico, os magmas alcalinos e peralcalinos ($A/NK < 1$) estão associados a ambientes intra-placa e os granitos peraluminosos ($A/CNK > 1$) resultam sobretudo da anatexia de rochas metassedimentares principalmente como consequência da colisão continental. As sobreposições entre os vários tipos são, evidentemente, observáveis, mas, em

termos gerais, e no caso da classificação de grandes batólitos em que as relações entre a geologia estrutural, as características geoquímicas e petrográficas e a idade de instalação dos granitóides são conhecidas, o índice de saturação em alumina das séries graníticas pode constituir um indicador do ambiente geotectónico associado.

As classificações de granitos em tipo S e tipo I (CHAPPELL e WHITE, 1974; CHAPPELL e WHITE, 1983) ultrapassaram o seu conceito genético inicial, para se assumirem como indicadores tectónicos, aceitando-se, em geral, que os granitos de tipo S representam produtos da colisão continental e os granitos de tipo I são produtos magmáticos de regimes de cordilheira e levantamento pós-orogénico (BECKINSALE, 1979). A esta terminologia alfabética vêm juntar-se os granitos de tipo M, que implicam fontes mantélicas, quer indirectas, através da fusão parcial da crosta oceânica subductada, quer directas, pela extensa cristalização fraccionada de rochas basálticas (PITCHER, 1982) e os granitos de tipo A, anorogénicos, instalados em ambientes tectónicos caracterizados por cratões estáveis e zonas de *rift* (WHALEN *et al.*, 1987). Estes dois últimos tipos são, afinal, subdivisões dos granitos de tipo I, baseadas não em critérios de ordem genética, como na classificação inicialmente proposta, mas já em características relacionadas com o ambiente tectónico das intrusões (granitos anorogénicos).

Embora muitas classificações de rochas graníticas tenham, de facto sugerido a existência de uma estreita relação entre o seu quimismo e o ambiente tectónico em que se formaram, a primeira tentativa sistemática de integrar a geoquímica de granitóides no contexto da Tectónica de Placas deve-se a PEARCE *et al.* (1984). Os diagramas discriminantes propostos por estes autores permitem distinguir os diversos protólitos (e respectivas histórias de cristalização e fusão), demonstrando que as fontes dos magmas estão intimamente ligadas aos regimes tectónicos em que se instalam as rochas graníticas derivadas.

De acordo com o enquadramento geodinâmico respectivo, os diagramas tectono-magmáticos de PEARCE *et al.* (*op. cit.*) distinguem os seguintes grupos de granitóides: granitos de crista oceânica (ORG), granitos de arcos de ilhas ou arcos vulcânicos (VAG), granitos intra-placa (WPG) e granitos sin-colisionais (syn-COLG). A estes ambientes tectónicos estão associadas fontes diversas, variáveis entre dois extremos puros, representados por um pólo exclusivamente mantélico e um pólo exclusivamente crustal.

Um dos diagramas discriminantes mais eficazes na distinção dos vários tipos de granitóides de acordo com o ambiente tectónico em que se formaram, é o que opõe o Rb a (Y+Nb), ou seja, em que um ião litófilo de grande raio e, portanto, móvel (Rb) é uma função de dois elementos de alto potencial iónico e, portanto, imóveis (Y e Nb). O uso destes dois elementos e não apenas de um deles justifica-se por possuírem comportamentos diferentes durante os processos de fusão e cristalização. O Nb é quase sempre incompatível, mas o Y pode ser compatível se existir um resíduo de fundido ou uma paragénesis de cristalização que envolvam granada ou anfíbola (PEARCE, 1996).

A projecção das amostras dos granitos de Bruçó e Fonte Santa no espaço **Rb-(Y+Nb)** é mais uma assinatura do seu carácter sin-colisional, que se poderá juntar a todos os restantes parâmetros de índole geológico-estrutural, petrográfica e mineralógica que postulam para a série de granitos de duas micas (ou biotíticos com restites) do Hercínico peninsular uma origem por fusão parcial da crosta, associada a um regime de colisão continental. Na figura 50 pode verificar-se que todas as amostras se representam no campo *syn-COLG* definido pelos autores, sendo de notar que as amostras do granito de Fonte Santa se afastam das amostras do granito de Bruçó, pelos seus teores mais elevados em Rb e Nb.

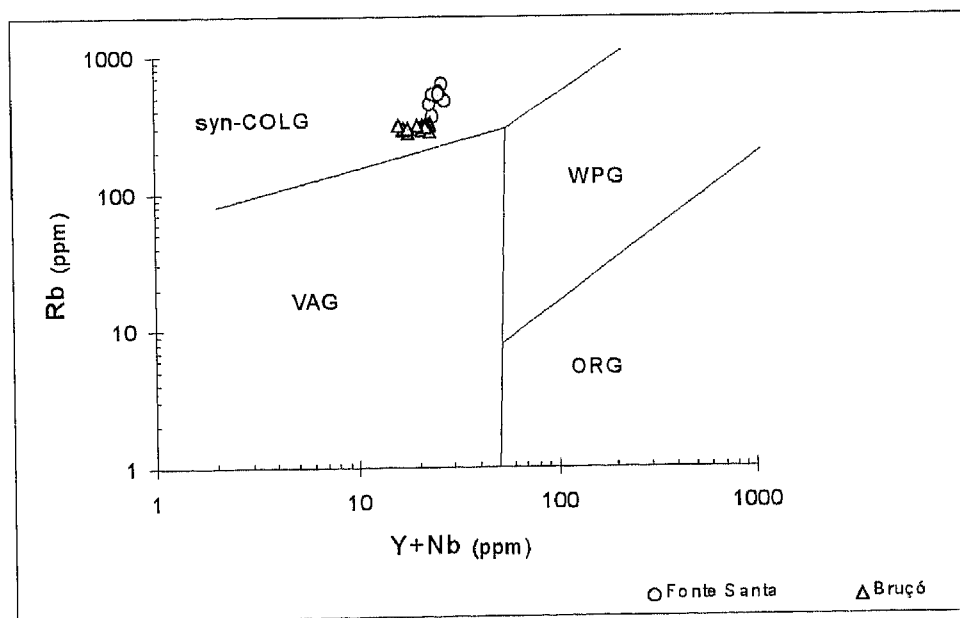


Fig. 50 Projecção das amostras dos granitos de Bruçó e Fonte Santa no diagrama Rb-(Y+Nb) de PEARCE *et al.* (1984).

BATCHELOR e BOWDEN (1985) propõem, com base na composição química dos granitos expressa em elementos maiores, um diagrama tectono-magmático sobreponível ao diagrama R1-R2 de LA ROCHE *et al.* (1980) e sobre o qual definiram diferentes associações tectono-magmáticas. Este diagrama foi elaborado por construção de vectores que reflectem as variações na composição do *liquidus* durante a cristalização fraccionada ou fusão parcial em equilíbrio.

Tal como no diagrama anterior, os granitos de Bruçó e Fonte Santa projectam-se no campo definido pelos granitos sin-colisionais, ou muito próximo dele, ao qual correspondem termos petrográficos equivalentes aos leucogranitos de duas micas anatóticos (fig. 51). As amostras do granito de Fonte Santa distanciam-se ligeiramente das restantes, projectando-se numa zona de fronteira.

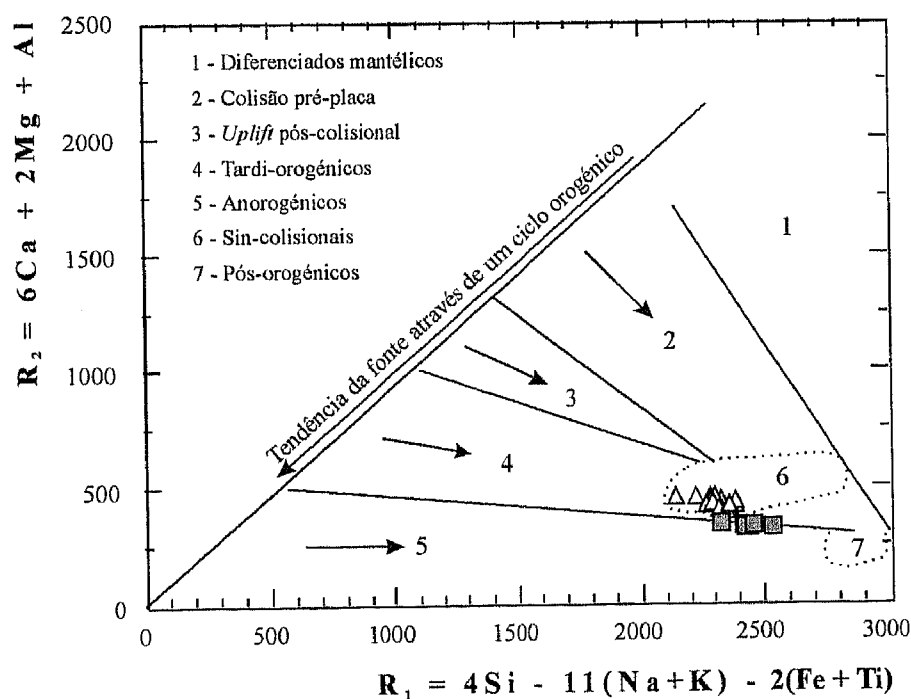


Fig. 51 - Representação das amostras dos granitos de Bruçó e Fonte Santa no diagrama R1-R2 de BATCHELOR e BOWDEN (1985).

As características geoquímicas reveladas pelos diagramas tectono-magmáticos confirmam os dados de campo, que apontam para uma implantação destes maciços graníticos sob condicionamento tectónico de D₃ Varisca, em estreita associação ao cisalhamento de Moncorvo-Bemposta. Podem, pois, considerar-se como exemplos de maciços leucograníticos orogénicos, gerados em regime colisional e cuja instalação está associada ao funcionamento de grandes estruturas de cisalhamento intracontinental, posteriormente ao espessamento crustal. Neste sentido, podem ser enquadrados no grupo dos **“granitos colisionais pós-espessamento”** definidos por LAGARDE *et al.* (1992) para os granitos carboníferos e tardi-carboníferos da Cadeia Hercínica.

Aqueles autores consideram a existência de três estádios sucessivos numa zona de colisão: um estágio de convergência continental com espessamento da litosfera, um estágio de convergência continental pós-espessamento e um estágio de divergência continental e de distensão. Os granitos formados durante o período de convergência continental são granitos orogénicos, colisionais, quer a sua instalação seja contemporânea ao espessamento crustal, quer seja posterior. Os granitos formados durante o período de divergência continental são granitos pós-orogénicos e pós-colisionais. O espessamento da litosfera resultante do primeiro estágio pode ser acompanhado de fusão parcial localizada, com produção de um volume limitado de magmas graníticos crustais.

Na Cadeia Varisca, a colisão inicia-se no Devónico, mas os granitos originados durante a fase de espessamento da litosfera são pouco conhecidos. LAGARDE *et al.* (1992) defendem, então, a ideia de que a maior parte dos granitóides gerados nas zonas de colisão continental se instalam durante o período de convergência continental, mas após o espessamento da litosfera. No decurso da evolução da colisão, os sistemas de cavalgamentos migram para as zonas mais externas do orógeno, à medida que vão sendo progressivamente bloqueados, funcionando como desligamentos nas zonas mais internas. Nesta fase, a litosfera espessa e instável começa a adelgaçar, a fim de atingir uma espessura normal. De acordo com os autores citados, o início deste segundo estágio de adelgaçamento crustal e relaxação térmica situa-se 40 a 50 Ma após o início da colisão. É neste período de intensa actividade magmática que se terá instalado a maior parte dos granitóides carboníferos e tardi-carboníferos da Cadeia Varisca e em que se enquadram os granitos de Bruçó e Fonte Santa, sob o ponto de vista do ambiente tectónico que presidiu à sua instalação.

6 ESPECIALIZAÇÃO METALOGENÉTICA DE GRANITÓIDES

É hoje universalmente reconhecida a existência de uma estreita relação genética entre as mineralizações de Sn e W e os granitos hercínicos do Noroeste peninsular. Embora também seja de considerar a ocorrência de pré-concentrações sedimentares e químicas destes metais nos metassedimentos ante-Variscos encaixantes, é, contudo, evidente que a maior parte das minas e ocorrências de Sn e W da Zona Centro-Ibérica apresentam uma relação espacial e genética com as rochas graníticas da Cadeia Varisca. Segundo PEREIRA *et al.* (1993), a ocorrência de pré-concentrações metalíferas nos metassedimentos não exclui o papel desempenhado pelos granitos no processo gerador das mineralizações, nomeadamente através da reciclagem crustal que promovem, uma vez que se trata de granitóides gerados, predominantemente, por fusão parcial de domínios crustais, induzindo, assim, concentrações metalíferas por processos subsequentes de cristalização fraccionada.

A nível mundial, a afinidade existente entre diversos tipos de mineralizações e os granitóides é, de facto, notória e não se aplica apenas aos jazigos de Sn e W. SILLITOE (1996) refere, por exemplo, que praticamente todos os depósitos de Mo, Sn e W explorados mundialmente, ocorrem quer em plutões graníticos tardi a pós-tectónicos, quer nas suas imediações, em depósitos instalados num ambiente epizonal, ou seja, entre 1 a 5 Km abaixo da superfície terrestre. Segundo este autor, o mesmo tipo de associação a rochas graníticas se verifica em muitos jazigos de metais raros (Ta, Nb, Li, Be, Zr, Ga e terras raras), em mais de 60% dos jazigos de Cu e em cerca de 10% de todo o Fe, Au, Zn, Pb, Ag e U.

Esta associação espacial, genética e temporal entre alguns dos maiores depósitos mineirais existentes a nível mundial e as rochas graníticas, conduziu à procura de eventuais guias mineralógicos, geoquímicos, petrográficos e estruturais, que pudessem estabelecer as diferenças fundamentais que separam granitos especializados de granitos estéreis. Sobreretudo nas décadas de 1970 e 1980, surgiram inúmeros trabalhos científicos que põem em destaque a existência de guias geoquímicos capazes de servir para a prospecção de novos jazigos de Sn-W e U ou, tão somente, que caracterizam as rochas graníticas em termos do seu potencial metalogenético (TISCHENDORF, 1978; OLIVEIRA e PEREIRA, 1980; DERRÉ *et al.*, 1982; DERRÉ e ROGER, 1984; entre outros).

A designação de **granito especializado** é, então, utilizada para classificar granitóides anormalmente enriquecidos em elementos granitófilos (entre outros) — tais como B, Be, F, Li, Mo, Nb, Rb, Sn, W, Ta, Cs, U, Th, Zr e terras raras. Num estudo comparativo de dados geoquímicos de diversas áreas graníticas espalhadas pelo Mundo, TISCHENDORF (1978) veio demonstrar que os granitos especializados em Sn (Li, Rb, Cs, Be, Nb, Ta, W, Mo e F) possuem também teores de SiO_2 e K_2O significativamente superiores aos dos granitos normais e teores mais baixos de TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO e CaO . Por outro lado, os elementos granitófobos, tais como o Ni, Cr, Co, V, Sr e Ba, encontram-se muito empobrecidos nos granitos especializados.

As características geoquímicas enunciadas no capítulo anterior apontam para o elevado grau de especialização metalogenética do **plutonito de Fonte Santa**, em particular no que concerne ao enriquecimento em elementos granitófilos, de que se destacam Rb, Sn, W, Nb, Li, F, B e Be. Concomitantemente, verifica-se acentuado empobrecimento nos teores de elementos de alto potencial iónico e maior compatibilidade, tais como Zr, Ti, Fe, Mg, V, Cr, Ni e Co. Elementos vulgarmente tidos como incompatíveis, como o Ba, o Sr, o Th, o Y e os elementos das terras raras, encontram-se fortemente empobrecidos no plutonito de Fonte Santa, facto que constituirá uma especificidade geoquímica indicadora do seu elevado grau de diferenciação, se atendermos à sequência tipicamente manifestada por séries graníticas félsicas, altamente evoluídas, com decréscimo acentuado naqueles elementos químicos.

O grau de especialização metalogenética do granito de Fonte Santa também pôde ser avaliado através do diagrama triangular Rb-Ba-Sr (fig. 42), no qual se verifica que as amostras deste granito se projectam no campo definido por EL BOUSELY e EL SOKKARY (1975) para os granitos fortemente diferenciados, distinguindo-se notavelmente das do granito de Bruçó, em virtude do enriquecimento relativo em Rb face aos restantes dois elementos.

Apresentam-se na tabela 11 os teores exibidos por alguns elementos químicos nos granitos em apreço e sua comparação com os referidos por TISCHENDORF (1978) para os granitos especializados, relacionados com mineralizações de Sn e/ou W. Nela se pode verificar que os teores dos elementos apresentados pelo leucogranito de Fonte Santa são muito próximos dos exibidos por granitos especializados, ou mesmo superiores, como acontece com o Sn, o W, o Mo e o Be. O granito de Bruçó apresenta algumas características químicas que também o aproximam dos granitos especializados, em particular no que concerne aos teores de Sn, Mo e

Be. Contudo, à excepção do Mo, os teores exibidos são consideravelmente mais baixos neste granito do que no granito de Fonte Santa.

Tabela 11 Intervalo de variação de alguns elementos químicos (em ppm) dos granitos de Bruçó e Fonte Santa e sua comparação com os teores dos granitos especializados.

	Granito de Bruçó	Granito de Fonte Santa	Granitos especializados (Tischendorf, 1978)
F	830 - 1280	730 - 2670	3700 ± 1500
Rb	273 - 321	369 - 632	580 ± 200
Li	131 - 232	51 - 423	400 ± 200
Be	8 - 17	10 - 35	13 ± 6
Mo	< 2 - 17	< 2 - 7	3,5 ± 2
Sn	18 - 24	44 - 113	30 ± 20
W	< 10	< 10 - 158	7 ± 3

Para além das elevadas concentrações dos elementos traço atrás referidos, em particular dos que revelam forte tendência para se concentrarem nas fases tardias da diferenciação magmática, são vulgarmente citados como índices de especialização metalogenética os quocientes entre elementos traço com comportamentos antagónicos (compatível/incompatível ou incompatível/compatível). Os granitos especializados tendem a apresentar sempre valores mais elevados da razão **Rb/Sr** e baixos valores de **K/Rb**, **Ba/Rb**, **Mg/Li** e **Mg/Ti** (OLIVEIRA e PEREIRA, 1980; NORONHA, 1983; DIAS, 1987; entre outros). Os valores obtidos para estas razões de elementos traço permitem, igualmente, evidenciar o carácter mais especializado do granito de Fonte Santa (tabelas C.3 e C.4), com valores médios de $Rb/Sr = 17.1$, $K/Rb = 65.7$, $Ba/Rb = 0.08$, $Mg/Li = 6.7$ e $Mg/Ti = 2.9$.

A **tipologia magmática** destes granitos é também um importante factor de enquadramento metalogenético. Destacam-se, neste aspecto, o seu carácter peraluminoso e algumas afinidades com os granitos de tipo S (CHAPPELL e WHITE, 1974) e com as séries de granitos portadores de ilmenite (ISHIHARA, 1981), vulgarmente associados a mineralizações estaníferas. Embora a validade deste tipo de classificações não se tenha revelado de aceitação universal, em virtude das especificidades geoquímicas e mineralógicas apresentadas pelos litotipos graníticos dos diversos orógenos, elas podem ajudar a encontrar mecanismos genéticos

similares que expliquem, apesar das diferenças encontradas, a existência de características comuns aos granitos de um dado grupo e ao tipo de mineralizações associadas. É, sobretudo, de realçar a estreita aproximação dos granitos estudados às séries alumino-potássicas do Hercínico francês, com um cortejo de mineralizações associadas que incluem Sn, W, Li, Be, Nb-Ta e U (STUSSI, 1989).

O estudo do comportamento dos elementos metálicos Sn e W com a diferenciação interna de cada maciço revelou-se infrutífero, uma vez que, no maciço de Bruçó, os teores em Sn praticamente não variam, quer com a SiO_2 , quer com o parâmetro $B = \text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti}$. Contudo, este elemento parece ser essencialmente concentrado na fase magmática, dados os seus teores mais baixos em rocha aplítica colhida no granito de Bruçó. O granito de Fonte Santa apresenta grande dispersão nas concentrações de Sn, o que também não permite tirar conclusões quanto à evolução geoquímica primária deste elemento. Por outro lado, na maior parte das amostras, os teores em W situam-se abaixo dos limites de detecção do equipamento de Fluorescência de Raios-X (< 10 ppm), o que acontece para o total das amostras obtidas do granito de Bruçó.

DERRE *et al.* (1982, 1984) consideram que, nas mineralizações de Sn-W do Norte de Portugal, o papel da cristalização fraccionada como processo evolutivo concentrador foi mais eficaz para o Sn do que para o W, enquanto que os processos metassomáticos tardi a pós-magmáticos e hidrotermais parecem ser dominantes na concentração do W.

O **volfrâmio** surge-nos, assim, como um elemento praticamente incompatível com os minerais silicatados presentes nos granitos, tendendo a concentrar-se nas fases residuais hidratadas da evolução magmática. No caso do granito de Fonte Santa, os teores mais elevados de W verificam-se em duas amostras altamente evoluídas e com elevado grau de alteração secundária (amostra FS-01 e amostra FS-03), o que vem atestar da importância dos fluidos tardios no transporte e deposição deste elemento. O transporte do W através de complexos aniónicos hidrogenados tem sido sugerido, sendo função da quantidade de água disponível no sistema.

O papel desempenhado pelas alterações tardi a pós-magmáticas na génese de jazigos de Sn e W associados a rochas graníticas da Zona Centro-Ibérica é salientado por vários autores, parecendo ser unânime a constatação de que a presença de fluidos conducentes a albitização favorece as mineralizações em Sn, ao passo que a actuação de fluidos ricos em K,

responsáveis por feldspatização potássica e moscovitização, tendem a favorecer as mineralizações em W (RIBEIRO e PEREIRA, 1982; NORONHA, 1982, 1983; DIAS, 1987). As observações petrográficas que efectuamos concordam com esta relação, uma vez que o granito de Fonte Santa, especializado em W, apresenta alterações pós-magmáticas significativas, que culminam em feldspatização potássica da plagioclase ácida e moscovitização generalizada dos feldspatos. Estas alterações fazem pressupor a existência de fluidos ricos em K, com os quais estará eventualmente relacionado o transporte de W.

Tendo em consideração a ocorrência de **mineralizações de W** nas proximidades dos afloramentos graníticos estudados, em particular as minas de scheelite de Fonte Santa, os dados geoquímicos e mineralógicos obtidos reforçam os dados de campo e petrográficos, permitindo-nos atribuir a génese das mineralizações ao plutonito de Fonte Santa. O carácter geoquímico evoluído, aliado à presença de volframites na própria massa do granito, leva-nos a considerar que as mineralizações terão tido a sua origem naquele plutonito, sendo um factor de concentração importante a intensa interacção de fluidos relacionados com a evolução pós-magmática. A origem da scheelite depositada nos filões do *stockwork* de Fonte Santa parece-nos, assim, estreitamente ligada à intervenção de fluidos hidrotermais portadores de W, associados às etapas tardias da consolidação do plutonito de Fonte Santa. A deposição de scheelite (e não de volframite) é função do ambiente químico prevalecente no encaixante metassedimentar em que se instala o *stockwork*, que terá de disponibilizar o Ca^{2+} necessário à formação daquele mineral. A presença abundante de turmalina nestes filões indica a presença de um sistema aberto, com comunicação entre as soluções de origem granítica, portadoras de B, e as formações encaixantes, ricas em Fe e Mg, conforme preconizam LONDON e MANNING (1995) para a formação de turmalina hidrotermal.

Refira-se, ainda, que a ocorrência de mineralizações de Sn-W é controlada por diversos factores, que não envolvem apenas pré-concentrações nos magmas graníticos especializados, nos fluidos que deles derivam ou no próprio encaixante metassedimentar. Além disso, factores de ordem geológico-estrutural concorrem para a instalação dos filões mineralizados. PEREIRA *et al.*, 1993 relacionam as principais jazidas de Sn-W, Au e U da parte portuguesa da Zona Centro-Ibérica aos principais cisalhamentos hercínicos. No caso do granito de Fonte Santa e das mineralizações associadas, constata-se a sua estreita associação ao cisalhamento de Moncorvo-Bemposta, que terá jogado papel fundamental como veículo de condução das soluções portadoras de W.

7 CONCLUSÕES

Os granitos de Bruçó e Fonte Santa formam maciços alóctones, circunscritos, implantados sob condicionamento da 3ª fase de deformação varisca. Enquadram-se na série de granitóides sin-orogénicos de duas micas, Sin- a Tardi-D₃ (FERREIRA *et al.*, 1987) e intruem formações metassedimentares do Câmbrio e Ordovícico, integradas no Autóctone da Zona Centro-Ibérica, Domínio do Douro Inferior (RIBEIRO, 1974). Ambos ocupam a zona de charneira de um antiforma D₃ e colhem influência de uma zona de cisalhamento dúctil de orientação média ENE-WSW: o **megacisalhamento Moncorvo-Bemposta**. Esta zona de cisalhamento esquerdo, conjugada dos extensos cisalhamentos de movimentação dextra e orientação NW-SE, prolonga-se em território espanhol, formando na região uma faixa com cerca de 5 Km de largura.

Inicialmente, o cisalhamento de Moncorvo-Bemposta terá actuado sob um regime transtensivo, facilitando a instalação dos corpos graníticos. Segue-se um regime compatível com o achatamento da 3ª fase de deformação varisca, em que a tensão compressiva máxima se orienta segundo a bissectriz do diedro formado pelos cisalhamentos conjugados, ou seja, segundo aproximadamente NNE-SSW. O campo de tensões aludido produz dobras de grande amplitude no encaixante metassedimentar, com planos axiais subverticais de direcção média WSW-ESE. São estas, também, as direcções das lineações e foliações cartografadas nos granitóides, que atestam do condicionamento tectónico sob o qual se deu a sua implantação.

Os dois maciços apresentam, contudo, diferenças consideráveis no grau de deformação exibido, tendo-se constatado que o maciço de Bruçó, ocupando a parte interna da faixa de cisalhamento referida, sofre apenas um achatamento muito ligeiro. A escassa deformação de que foi alvo materializa-se, no terreno, num alinhamento frustrado dos megacrístais de feldspato potássico. Por seu lado, o granito de Fonte Santa recebe a influência da proximidade ao cisalhamento de Moncorvo-Bemposta, manifestando foliação acentuada que é traduzida pela textura plano-linear que as moscovites definem, segundo uma orientação média N80°W, subvertical, transgressiva relativamente aos contactos do granito com o encaixante.

Do ponto de vista petrográfico, o granito de Bruçó constitui um **monzogranito**, com uma composição mineralógica formada por quartzo + plagioclase + feldspato potássico + moscovite + biotite $\pm$ clorite $\pm$ apatite $\pm$ zircão $\pm$ monazite $\pm$ rútilo $\pm$ silimanite $\pm$ turmalina $\pm$ ilmenite $\pm$ calcite. O granito encontra-se afectado por reacções tardi a pós-magmáticas que, apesar de não serem generalizadas na totalidade das amostras colhidas, são contudo bem expressivas, incluindo fenómenos de cloritização da biotite, acidificação das plagioclases, feldspatização potássica e moscovitização. O granito de Fonte Santa é um **granito de feldspato alcalino** e revela a seguinte mineralogia: quartzo + feldspato potássico + plagioclase + moscovite $\pm$ turmalina $\pm$ apatite $\pm$ silimanite $\pm$ zircão $\pm$ clorite $\pm$ óxidos de ferro hidratados $\pm$ volframite $\pm$ fases minerais ricas em Nb e Ta. Trata-se de um leucogranito albitico, deformado, desprovido de moscovite e com turmalina como único mineral ferromagnésiano. As alterações tardi a pós-magmáticas são intensas, culminando em feldspatização potássica e moscovitização generalizadas.

A plagioclase do granito de Bruçó possui composições de **albite-oligoclase**, com um conteúdo em molécula anortítica variável entre An_3 e An_{25} . Apresenta zonamentos composicionais significativos, com núcleos de composição mais cálcica, em geral fortemente sericitizados. Por seu lado, a plagioclase do granito de Fonte Santa é **albite** pura, revela composições muito constantes e não apresenta zonamentos de qualquer tipo.

Os feldspatos potássicos analisados apresentam alguma variabilidade composicional, com enriquecimento em componente albitico, sendo frequente a ocorrência de **ortose** e **microclina sódicas**. Ao microscópio óptico, são reconhecidos diversos estados estruturais, sendo mais frequente a presença de ortose e ortose pertítica no granito de Fonte Santa do que no granito de Bruçó, em que domina a microclina pertítica.

Utilizando critérios texturais, químicos e paragenéticos (MILLER *et al.*, 1981; MONIER *et al.*, 1984; SPEER, 1984), foi possível reconhecer a presença de **moscovite primária** nas duas fácies graníticas. Todavia, as moscovites magmáticas dos dois granitos apresentam composições distintas, destacando-se valores mais elevados de Fe, $Fe/(Fe+Mg)$, Na e Mn no granito de Fonte Santa, ao passo que as moscovites do granito de Bruçó revelaram os mais altos teores de Ti e Mg. Conclui-se que as diferenças encontradas na composição da moscovite magmática são dependentes da composição do sistema granítico em que aquela cristaliza, sendo o enriquecimento em Fe revelado pela moscovite primária do granito de Fonte Santa

igualmente controlado pela paragénesese de minerais ferromagnesianos. Neste leucogranito, a moscovite constitui o único silicato essencial da rocha capaz de acomodar quantidades apreciáveis de Fe na sua estrutura e daí o seu enriquecimento relativo neste elemento.

As **biotites** do granito de Bruçó mostraram composições aluminosas, enquadrando-se no domínio das biotites de séries graníticas alumino-potássicas (NACHIT *et al.*, 1985), o que testemunha o forte contributo da crosta continental na génese do fundido granítico. Estes minerais seguem uma tendência evolutiva que acompanha a diferenciação magmática do granito e que se exprime num aumento da relação $Fe_T/(Fe_T+Mg)$ nas biotites, paralelamente ao aumento da percentagem de sílica das amostras que as contêm. Verificou-se, ainda, a existência de uma correlação negativa entre o Al e o Mg das biotites, sugerindo substituições do tipo $3Mg \rightleftharpoons 2Al$, comuns em biotites de rochas peraluminosas (ABDEL-RAHMAN, 1994).

A **turmalina** presente nas duas fácies graníticas pertence à série escorlite-dravite e tem composição aluminosa. A turmalina do granito de Fonte Santa distingue-se pelos valores mais elevados de Al, Fe e $Fe/(Fe+Mg)$, em relação à do granito de Bruçó. Neste granito, a razão $Fe/(Fe+Mg)$ das turmalinas analisadas apresenta valores que as aproximam da composição das dravites. O mecanismo de substituição química gerador de turmalinas deficitárias em álcalis parece ser predominante sobre o que conduz a perda protónica e a sua maior expressão no granito de Fonte Santa sugere um ambiente químico mais hidratado.

O leucogranito de Fonte Santa apresenta algumas particularidades de carácter mineralógico, sendo de destacar a presença de **volframites** disseminadas na matriz da rocha, com composições predominantemente hubneríticas, associadas a fases minerais ricas em Nb e Ta, do tipo da **volframoixiolite** e **columbite-tantalite**.

Quimicamente, as rochas graníticas estudadas caracterizam-se pelo seu **carácter peraluminoso moderado** (A/CNK variável entre 1,17 e 1,25) e pelos elevados teores em sílica e álcalis, sendo empobrecidas nos elementos maiores Fe, Ca, Mg, Mn e Ti. Os elementos traço apresentam uma distribuição que é consentânea com uma origem predominantemente crustal, verificando-se enriquecimento em elementos incompatíveis (K, Li, Rb, Ba e Sr) relativamente aos elementos de alto potencial iónico (Zr, Nb, Cr, V e Ti) e elementos das terras raras.

Atendendo à existência de hiatos composicionais e evolutivos entre cada uma delas, conclui-se que as duas fácies de granitos estudadas não formam uma série comagmática. Apesar da escassa variedade de composições, com ausência manifesta de termos litológicos máficos, é, contudo, possível estabelecer uma sequência evolutiva interna das amostras do maciço de Bruçó. Assim, da amostra menos diferenciada para a mais evoluída, verificou-se aumento do conteúdo em quartzo, empobrecimento em biotite, diminuição de Ba, Sr, Zr, V, Th, F, Σ TR, (La_N/Yb_N) e enriquecimento em Na. A evolução interna do granito de Fonte Santa não é tão simples de estabelecer, o que será, sobretudo, devido quer aos fenómenos de alteração pós-magmática sofridos, quer à intensa deformação sin-cristalina que afectou o maciço, obliterando as características de natureza primária. A amostra mais evoluída manifesta forte decréscimo no conteúdo em minerais máficos, enriquecimento em quartzo, diminuição de Al, Fe, K, P, Sr, Zr, Ba, Li, B, Σ TR, (La_N/Yb_N) e aumento nos teores de Pb e W.

No caso do maciço de Bruçó, conclui-se que o comportamento dos elementos das terras raras é essencialmente controlado pela cristalização fraccionada de **monazite**, **apatite** e **zircão**. O fraccionamento simultâneo das TR leves e do Th é particularmente revelador de cristalização fraccionada da **monazite**, que constitui o principal reservatório mineralógico daqueles elementos químicos no granito de Bruçó. A biotite tem um papel preponderante na evolução destes elementos ao longo da sequência de diferenciação interna do maciço, uma vez que os acessórios monazite e zircão se dispõem sobretudo como inclusões naquele mineral, sendo portanto o fraccionamento da biotite a causa indirecta do decréscimo em terras raras verificado. O extremo empobrecimento em elementos das terras raras verificado no granito de Fonte Santa (Σ TR=9.7 ppm), a que se poderá juntar idêntico comportamento dos elementos Ba, Sr, Th e Y, será provavelmente devido à actuação de fluidos relacionados com os últimos estádios da evolução magmática, não sendo de descurar a hipótese de fraccionamento da plagioclase e dos minerais acessórios monazite e zircão a partir de um plutão não aflorante, do qual os actuais afloramentos do maciço representariam, apenas, a zona apical intensamente diferenciada.

Na sequência de amostras do granito de Bruçó, o comportamento dos elementos traço Rb, Ba e Sr parece ser essencialmente controlado por processos de cristalização fraccionada envolvendo feldspato potássico $\pm$ plagioclase.

Nos diagramas químico-mineralógicos propostos por DEBON e LE FORT (1988), ambas as fácies graníticas constituem associações magmáticas fortemente aluminosas, pobres em quartzo. As amostras do granito de Fonte Santa distinguem-se, contudo, pelo seu carácter leucocrático, exclusivamente sódico. O granito de Bruçó apresenta características sub-leucocráticas a leucocráticas, sódico-potássicas a potássicas, com tendências evolutivas dispersas. As amostras do granito de Fonte Santa definem uma evolução no sentido sílico-sódico, mas esta evolução, traduzida num aumento de quartzo e albite com o decréscimo em minerais máficos, dificilmente poderá ser atribuída a diferenciação magmática, uma vez que o parâmetro $B=Fe+Mg+Ti$ não representa, neste granito, os minerais máficos de cristalização precoce, mas sim o conteúdo em turmalina.

Os teores elevados em Rb, F, Li, Sn, Be, W e Nb, acompanhados de empobrecimento em Sr, Ba, Zr, Th, V e terras raras, atribuem ao leucogranito de Fonte Santa um carácter **especializado**, típico de um diferenciado altamente evoluído. Este carácter evoluído é igualmente demonstrado pelos baixos valores dos quocientes K/Rb, Mg/Li, Mg/Ti, Ba/Rb e elevado Rb/Sr. Os valores invulgarmente baixos de K/Rb apenas encontram explicação na interacção de fluidos de natureza pós-magmática a hidrotermal (SHAW, 1968).

Atendendo à existência de mineralizações em tungsténio na região (minas de scheelite de Fonte Santa), distanciadas de apenas 250 m para NW do granito de Fonte Santa, os dados obtidos pressagiam a existência de uma estreita relação genética entre as mineralizações referidas e este plutonito. Admite-se que a origem das mineralizações residirá no transporte de fluidos enriquecidos em W, directamente relacionados com os últimos estádios da evolução magmática do granito de Fonte Santa, conforme é testemunhado pela presença de volframites disseminadas na matriz do granito. Os fenómenos generalizados de alteração secundária, em que dominam a feldspatização potássica e a moscovitização, levam a concluir que os fluidos portadores de W sejam também enriquecidos em K, tal como tem sido admitido em várias mineralizações tungstíferas associadas a granitóides hercínicos (RIBEIRO e PEREIRA, 1982; NORONHA, 1982, 1983; DIAS, 1987). Conclui-se, assim, que o *stockwork* scheelítico de Fonte Santa se encontra genética, espacial e temporalmente associado ao leucogranito homónimo. O W transportado por fluidos hidrotermais terá reagido com carbonatos do encaixante metasedimentar, dando lugar à deposição de scheelite.

Do ponto de vista petrogenético, as características tipológicas dos granitos (afinidades com os granitos de tipo S, com ilmenite como principal mineral opaco, formando associações magmáticas aluminosas), permitem-nos concluir que na sua génese intervieram fenómenos de fusão parcial de fragmentos da crosta continental heterogénea, muito provavelmente de natureza metassedimentar, com formação de magmas leucograníticos e evolução posterior por cristalização fraccionada. Não se tratando propriamente de verdadeiros granitos de tipo S, na asserção inicial de CHAPPELL e WHITE (1974), de que diferem fundamentalmente pelos valores mais elevados da razão Na/K e pela ausência de cordierite modal, os granitos de Bruçó e Fonte Santa apresentam, contudo, notáveis afinidades geoquímicas e mineralógicas com aqueles, sugerindo uma origem semelhante. A mineralogia presente nos granitos comprova esta asserção, nomeadamente a presença frequente e generalizada de moscovite primária, o carácter aluminoso das biotites do granito de Bruçó e das turmalinas presentes nas duas fácies e a ocorrência de alumino-silicatos (silimanite) como acessórios. Sob o ponto de vista geoquímico, a origem predominantemente crustal é testemunhada pela natureza peraluminosa dos granitóides ($A/CNK > 1$), ricos em corindo normativo, pelo enriquecimento em sílica e elementos alcalinos, bem como pela distribuição dos elementos traço, seguindo um padrão fraccionado contínuo, com enriquecimento relativo em elementos incompatíveis. Acresce ainda o seu enquadramento no grupo de granitóides sin-colisionais que o diagrama Rb-Y+Nb delimita (PEARCE *et al*, 1984).

As rochas graníticas têm sido classificadas sob diversos aspectos, incluindo abordagens petrográficas, geoquímicas, mineralógicas, geotectónicas e metalogenéticas, sendo possível estabelecer algumas correlações entre as várias tipologias, que permitem tecer importantes considerações petrogenéticas. Recentemente, BARBARIN (1999) apresenta uma síntese das 20 principais classificações de rochas graníticas, propondo uma classificação que agrupa características comuns a vários litotipos e os correlaciona com as várias fases de um ciclo geotectónico de Wilson (tabela 12).

Nesta classificação sintética, os granitóides peraluminosos colisionais são subdivididos em dois tipos: granitos portadores de moscovite, associada ou não a biotite (MPG - *Moscovite-bearing Peraluminous Granitoids*) e granitos com cordierite, ricos em biotite (CPG - *Cordierite-bearing Peraluminous Granitoids*). Ambos se instalam predominantemente em zonas em que ocorre espessamento crustal, resultante da convergência de duas placas litosféricas continentais, apresentando o quimismo peraluminoso típico destes ambientes

geodinâmicos. Contudo, enquanto os granitos cordieríticos (CPG) ocorrem dispersos ao longo do escudo orogénico, localmente enraizados em rochas de alto grau de metamorfismo, os granitos moscovíticos (MPG) concentram-se preferencialmente nas proximidades de zonas de cisalhamento e sistemas *thrust*, que atravessam a crosta espessada.

As características químicas e isotópicas, bem como a presença esporádica de enclaves máficos, indicam que na origem dos granitos com cordierite (CPG) se encontram envolvidos derivados mantélicos, associados a um componente crustal. A génese dos dois tipos de granitóides peraluminosos é controlada não só pela natureza das fontes, mas principalmente pelas condições em que se dá a anatexia crustal: nos granitos com cordierite (CPG), aquela é atingida por intermédio da subducção, com injeção local de magmas de origem mantélica; nos granitos moscovíticos (MPG), a anatexia resulta, fundamentalmente, da actuação das zonas de cisalhamento e sistemas de cavalgamento.

Tabela 12 Classificação sintética de granitóides, estabelecendo as relações existentes entre tipos petrogenéticos, as suas origens e os ambientes geodinâmicos, segundo BARBARIN (1999).

TIPOS DE GRANITÓIDES		ORIGEM	AMBIENTE GEOTECTÓNICO
peraluminosos c/ moscovite ± biotite	MPG	CRUSTAL granitóides peraluminosos	COLISÃO
peraluminosos c/ cordierite (ricos em biotite)	CPG		CONTINENTAL
calcoalcalinos ricos em K e pobres em Ca	KCG	MISTA (crosta + manto) granitóides metaluminosos e calcoalcalinos	REGIMES DE TRANSIÇÃO
calcoalcalinos c/ anfíbola (ricos em Ca e pobres em K)	ACG		SUBDUCÇÃO
de arco toleítico	ATG	MANTÉLICA granitóides toleíticos, alcalinos e peralcalinos	EXPANSÃO OCEÂNICA OU DOMOS E RIFTS CONTINENTAIS
toleíticos de crosta média oceânica	RTG		
granitóides alcalinos e peralcalinos	PAG		

Nesta classificação, apenas os granitos CPG têm correspondência com os granitos de tipo S do sudeste australiano, admitindo o autor que o facto de no Lachlan Fold Belt australiano apenas estarem representados granitos peraluminosos de tipo cordierítico (CPG), pode resultar de se ter atingido níveis estruturais inferiores aos dos restantes orógenos.

Os granitos peraluminosos (CPG e MPG) instalam-se, ambos, durante o clímax da orogénese, sendo as fases de relaxação caracterizadas pela implantação de granitóides de tipo calcoalcalino, enriquecidos em potássio (KCG). Segundo BARBARIN (*op. cit.*), na colisão entre duas placas litosféricas continentais, tal como acontece nas margens continentais activas, os magmas formam-se durante os regimes tectónicos compressivos e apenas são instalados quando há fases de distensão, quer ao longo de algumas zonas de cisalhamento (transtensão), quer durante a relaxação local. A actividade de uma zona de convergência continental consiste, provavelmente, em períodos sucessivos de compressão e empilhamento de fragmentos crustais, por um lado, e em fases distensivas, por outro, que possibilitem, respectivamente, a génese dos magmas e a implantação alternante de granitóides peraluminosos e calcoalcalinos.

As características estruturais, petrográficas, mineralógicas e geoquímicas dos granitóides estudados neste trabalho apontam todas para o seu enquadramento no grupo de granitos peraluminosos, com moscovite $\pm$ biotite (MPG), a que também pertencem os leucogranitos himalaianos, ou os granitos hercínicos do Maciço Central francês (BARBARIN, 1999).

O estudo destes granitóides e das mineralizações que lhes estão associadas não se esgota, naturalmente, com este modesto trabalho. Nesta perspectiva, sugerem-se algumas linhas de investigação futura, que deverão incluir estudos pormenorizados do *stockwork* mineralizado de Fonte Santa, não contemplados nesta tese. Seria igualmente interessante proceder a uma amostragem mais detalhada do granito de Fonte Santa, com o objectivo de melhor caracterizar a natureza das fases minerais ricas em Nb, Ta e W, recorrendo a técnicas analíticas complementares das análises químicas a que tivemos acesso e que pudessem esclarecer algumas dúvidas quanto à sua identidade cristaloquímica. O recurso à geoquímica de isótopos, quer com vista à datação absoluta de granitóides por métodos geocronológicos, quer utilizando as extraordinárias vantagens da geoquímica isotópica na determinação da natureza dos protólitos magmáticos e dos processos petrogenéticos actuantes, revelar-se-ia de importância fundamental. Em particular, a utilização dos isótopos estáveis de hidrogénio e oxigénio permitiria avaliar a contribuição hidrotermal, metamórfica ou meteórica dos fluidos que afectaram o plutonito de Fonte Santa nas etapas tardias da sua história evolutiva, bem como a sua importância relativa na génese da mineralização scheelítica que lhe está associada.

BIBLIOGRAFIA

- ABDEL-RAHMAN, A.-F.M. (1994): Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas. *Journ. of Petrology*, 35 (2): pp. 525-541.
- ALBUQUERQUE, C.A.R. (1978): Rare earth elements in 'Younger' granites, Northern Portugal. *Lithos*, 11 (3): pp. 219-229.
- ALDERTON, D.H.W., PEARCE, J.A. e POTTS, P.J. (1980): Rare earth element mobility during granite alteration: evidence from southwest England. *Earth Planet Sci. Lett.*, vol. 49, pp. 149-165.
- BARBARIN, B. (1999): A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, vol. 46: pp. 605-626.
- BATCHELOR, R.A. e BOWDEN, P. (1985): Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48: pp. 43-55.
- BEA, F. (1996): Residence of REE, Y, Th and U in granites and crustal protoliths; implications for the chemistry of crustal melts. *Journ. of Petrology*, vol. 37 (3): pp. 521-552.
- BECKINSALE, R. D. (1979): Granite magmatism in the tin belt of Southeast Asia. In: Atherthon, M. P. e Tarney, J. (Eds.), "*Origin of Granite Batholiths: Geochemical evidence*", Orpington, Kent, Shiva Publishing Ltd., pp. 34-44.
- BLEVIN, P. H. e CHAPPELL, B. W. (1995): Chemistry, origin and evolution of mineralized granites in the Lachlan Fold Belt, Australia: The Metallogeny of I- and S-Type Granites. *Econ. Geology*, vol. 90, pp. 1604-1619.
- CABRAL, J. (1995): Neotectónica em Portugal Continental. *Inst. Geol. Mineiro*, Mem. n.º 31, 265 pp.
- CABRAL, J., REBELO, J. e RIBEIRO, A. (1983-85): Neotectónica de Trás-os-Montes Oriental. *Bol. da Soc. Geol. Portugal*, vol. XXIV, pp. 193-197.
- CAPDEVILLA, R., CORRETGÉ, L.G. e FLOOR, P. (1973): Les granitoides varisques de la Meseta ibérique. *Bol. Soc. Geol. France*, 7, XV, 3-4: pp. 209-228.
- CAPDEVILLA, R. e FLOOR, P. (1970): Les différents types de granites hercyniens et leur distribution dans le nord ouest de l'Espagne. *Bol. Geol. Min. España*, T LXXXI-II-III: pp. 215-225.
- CARVALHO, A.M.G. (1984): Aspectos gerais da geomorfologia da Península Ibérica. *Geonovas*, n.º 7, pp. 133-142.

- CHAPPELL, B.W. e WHITE, A.J.R. (1974): Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8, pp. 173-174.
- CHAPPELL, B.W. e WHITE, A.J.R. (1977): Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics*, 43, pp. 7-22.
- CHAPPELL, B.W. e WHITE, A.J.R. (1992): I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Trans. of the Royal Soc. of Edinburgh: Earth Sciences*, vol. 83, pp. 1-26.
- CHAPPELL, B.W., WHITE, A.J.R. e WYBORN, D. (1987): The importance of residual source material (restitute) in granite petrogenesis. *Journ. of Petrology*, vol. 28, Part 6, pp. 1111-1138.
- CLARKE, D.B. (1992): Granitoid rocks. *Chapman & Hall*, Londres, 283 pp.
- CONDE, L.N., PEREIRA, V., RIBEIRO, A. e THADEU, D. (1971): Jazigos hipogénicos de estanho e volfrâmio (Livro guia excursão n.º 7). *I Cong. Hisp.-Luso-Americ. Geol. Económ.*, Dir. Ger. Minas e Serv. Geol. Portugal, 81 pp.
- COREY, M.C. e CHATTERJEE, A.K. (1990): Characteristics of REE and other trace elements in response to successive and superimposed metassomatism within a portion of the South Mountain Batholith, Nova Scotia, Canada. *Chem. Geology*, vol. 85, pp. 265-285.
- DEBON, F. e LE FORT, P. (1983): A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. Royal Soc. of Edinburgh: Earth Sci.*, 73, pp. 135-149.
- DEBON, F. e LE FORT, P. (1988 a): A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic association: principles, method, applications. *Bull. Minéral.*, Vol. 111, pp. 493-510.
- DEBON, F., LE FORT, P. e SABATÉ, P. (1988 b): Uma classificação químico-mineralógica das rochas plutônicas comuns e suas associações. Método e aplicações. *Revista Brasileira de Geociências*, Vol. 18, n.º 2, pp. 122-133.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A. e ZUSSMAN, J. (1962): Rock forming minerals – vol. 3: Sheet silicates. *Longmans*, 270 pp.
- DEER, W.A., HOWIE, R. A. e ZUSSMAN, J. (1981): Minerais constituintes das rochas – uma introdução (trad. portug.). *Fundação Calouste Gulbenkian*, 559 pp.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A. e ZUSSMAN, J. (1986): Rock forming minerals – vol. 1B: Disilicates and ring silicates. *Longman Scientific & Technical*, 2nd Ed., 629 pp.
- DERRE, C., LECOLLE, M., NORONHA, F. e ROGER, G. (1982): Minéralisations à Sn-W liées aux granitoides dans le nord du Portugal; importance des processus magmatiques et métassomatiques hydrothermaux. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, t. 68, fasc. 2, pp. 191-211.

- DERRE, C. e ROGER, G. (1984): Filons à étain-tungstène dans la moitié nord du Portugal. Guides de recherche. *Chron. Rech. Min.*, 475: pp. 35-50.
- DIAS, G. (1987): Mineralogia e petrologia de granitos hercínicos associados a mineralizações filonianas de Sn-W (Minho, Portugal). Tese de Doutoramento, *Univ. Minho*, 304 pp.
- DIAS, G., LETERRIER, J., MENDES, A., SIMÕES, P.P. e BERTRAND, J.M. (1998): U-Pb zircon and monazite geochronology of post-collisional Hercynian granitoids from the Central Iberian Zone (Northern Portugal). *Lithos*, 45: pp. 349-369.
- EL BOUSEILY, A.M. e EL SOKKARY, A.A. (1975): The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks. *Chem. Geol.*, 16: pp. 207-219.
- ESCUDER VIRUETE, J. (1999): Evolución Tectonotermal del Domo Gnaissico del Tormes, Salamanca, NO del Macizo Ibérico. *Lab. Xeolóxico de Laxe, Série Nova Terra* n.º 15, 351 pp.
- FERNÁNDEZ SUÁREZ, J., SUÁREZ, O. e CORRETGÉ, L.G. (1992): Composición y significado petrológico de las biotitas y moscovitas de los granitoides de la banda metamórfica Boal-Los Ancares (Zona asturoccidental Leonesa). *Cuad. Lab. Xeolóxico de Laxe*, Coruña, v. 17: pp. 293-308.
- FERREIRA, N., IGLESIAS, M., NORONHA, F., PEREIRA, E., RIBEIRO, A. e RIBEIRO, M.L. (1987): Granitoides da Zona Centro Ibérica e seu enquadramento geodinâmico. In: Bea, F. et al. (Eds.): *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico*, Libro homenaje a L. C. Garcia de Figuerola. Ed. Rueda, Madrid, pp. 37-51.
- FIGUEIREDO, M.C.H. (1985): Introdução à Geoquímica dos elementos terras raras. *Bol. Inst. Geoci. Univ. S. Paulo, Série Científica*, 16: pp. 15-31.
- FOORD, E.E. (1982): Minerals of tin, titanium, niobium and tantalum in granitic pegmatites. In: Černý, P. (Ed.): *Short course in granitic pegmatites in science and industry. Miner. Assoc. Canada, Short Course Handbook*, vol. 8: pp. 187-238.
- GAINES, R.V., SKINNER, H.C.W., FOORD, E.E., MASON, B. e ROSENZWEIG, A. (1997): Dana's New Mineralogy. The System of Mineralogy of James Dwight Dana and Edward Salisbury Dana. 8th Ed. *John Wiley & Sons*, New York, 1819 pp.
- GAMOND, J.-F. e GIRAUD, A. (1982): Identification des zones des faille à l'aide des associations de fractures de second ordre. *Bull. Soc. Géol. France*, XXIV, 4: 755-762.
- GOMES, M.E.P. (1996): Mineralogia, Petrologia e Geoquímica das rochas granitoides da área de Rebordelo - Torre de D. Chama - Agrochão e as mineralizações associadas. Tese de Doutoramento, *Univ. Trás-os-Montes e Alto Douro*, 323 pp.

- GOVETT, G.J.S. e ATHERDEN, P.R. (1988): Applications of rock geochemistry to productive plutons and volcanic sequences. *Journ. Geochem. Exploration*, 30: pp. 223-242.
- GUIDOTTI, C.V. (1984): Micas in metamorphic rocks. In: Bailey, S.W. (Ed.), *Micas. Reviews in Mineralogy, Min. Soc. Amer.*, 13: pp. 357-467.
- HALL, A. (1971): The relationship between geothermal gradient and the composition of granitic magmas in orogenic belts. *Contr. Mineral. Petrol.*, 32: pp. 186-192.
- HENDERSON, P. (1984): General geochemical properties and abundances of the rare earth elements. In: Henderson, P. (Ed.) "*Rare Earth Element Geochemistry*" Developments in Geochemistry, Vol. 2, *Elsevier Science*, Amsterdam, pp. 1-32.
- HENRY, D.J. e GUIDOTTI, C.V. (1985): Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine. *Amer. Mineralog.*, 70: pp. 1-15.
- HUMPHRIS, S. E. (1984): The mobility of the rare earth elements in the crust. In: Henderson, P. (Ed.) "*Rare Earth Element Geochemistry*" Developments in Geochemistry, Vol. 2, *Elsevier Science*, Amsterdam, pp. 317-342.
- IGLESIAS, M. e RIBEIRO, A. (1981): Zones de cisaillement ductile dans l'arc ibéro-armoricain. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, t. 67, fasc. 1: pp. 85-87.
- IGLESIAS, M., RIBEIRO, M.L. e RIBEIRO, A. (1983): La interpretación aloctonista de la estructura del Noroeste Peninsular. In: "*Geología de España*" Libro Jubilar de J. M. Ríos, pp. 459-467.
- INGER, S. e HARRIS, N. (1993): Geochemical constraints on Leucogranite Magmatism in the Langtang Valley, Nepal Himalaya. *Journ. of Petrology*, vol. 34, Part 2, pp. 345-368.
- IRVINE, T.N. e BARAGAR, W.R.A. (1971): A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. Journ. Earth Sci.*, 8, pp. 523-548.
- ISHIHARA, S. (1981): The Granitoid Series and Mineralization. *Econ. Geology*, 27, 75th Anniv. Vol., pp. 458-484.
- JULIVERT, M., FONTBOTÉ, J., RIBEIRO, A. e CONDE, N. (1974): Memória explicativa del Mapa Tectónico de la Península Ibérica Y Baleares. *Inst. Geol. Min. Esp.*, Madrid, 101 pp.
- KLEEMAN, A.W. (1967): Sampling error in the chemical analysis of rocks. *J. Geol. Soc. Aust.*, 14 (1): pp. 43-47.
- KRAUSKOPF, K.B. e BIRD, D.K. (1995): Introduction to Geochemistry. *McGraw-Hill Internat.*, 3^a ed., 647 pp.

- LA ROCHE, H., LETERRIER, J., GRAND CLAUDE, P. e MARCHAL, M. (1980): A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analyses – its relationships with current nomenclature. *Chem. Geology*, 29: pp. 183-210.
- LAGARDE, J. L., CAPDEVILA, R. e FOURCADE, S. (1992): Granites et collision continentale: l'exemple des granitoïdes carbonifères dans la chaîne hercynienne ouest-européenne. *Bull. Soc. Géol. France*, t. 163, n.º 5, pp. 597-610.
- LE FORT, P., CUNEY, M., DENIEL, C., FRANCE-LANORD, C., SHEPPARD, S. M. F., UPRETI, B. N. e VIDAL, P. (1987): Crustal generation of the Himalayan leucogranites. *Tectonophysics*, 134, pp. 39-57.
- LONDON, D. (1992): Phosphorus in S-type magmas: the P₂O₅ content of feldspars from peraluminous granites, pegmatites and rhyolites. *Amer. Mineralog.*, 77: pp. 126-145.
- LONDON, D. e MANNING, D.A.C. (1995): Chemical variation and significance of tourmaline from Southwest England. *Economic Geology*, 90: pp. 495-519.
- LONDON, D., MORGAN VI, G.B. e WOLF, M.B. (1996): Boron in granitic rocks and their contact aureoles. In: Grew, E.S. e Anovitz, L.M. (Eds.), Boron. Mineralogy, Petrology and Geochemistry. *Reviews in Mineralogy, Min. Soc. Amer.*, 33: pp. 299-330.
- MCLENNAN, S.M. (1989): Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. In: Lipin, B. R. & McKay, G. A. (Eds.), Geochemistry and mineralogy of rare earth elements. *Reviews in Mineralogy, Min. Soc. Amer.*, 21: pp. 169-200.
- MILLER, C.F., STODDARD, E.F., BRADFISH, L.J. e DOLLASE, W.A. (1981): Composition of plutonic muscovite: genetic implications. *Canadian Mineralogist*, 19: pp.25-34.
- MITTFELFELDT, D.W. e MILLER, C.F. (1982): Geochemistry of the Sweetwater Wash Pluton, California: implications for "anomalous" trace element behavior during differentiation of felsic magmas. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, vol. 47, pp. 109-124.
- MONIER, G., MERGOIL-DANIEL, J. e LABERNARDIERE, H. (1984): Générations successives de muscovites et feldspaths potassiques dans les leucogranites du massif de Millevaches (Massif Central français). *Bull. Minéral.*, 107: pp. 55-68.
- NACHIT, H., RAZAFIMAHEFA, N., STUSSI, J.-M. e CARRON, J.-P. (1985) : Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 301 (II Série): pp. 813-818.
- NEIVA, A.M.R., NEIVA, J.M.C. e SILVA, M.M.V.G. (1990): Geochemistry of gold quartz vein walls from Jales (northern Portugal). *Chem. Geology*, vol. 82: pp. 217-251.

- NEIVA, A.M.R., SILVA, M.M.V.G. e GOMES, M.E.P. (1998): Geoquímica da turmalina de granitos, aplitos, pegmatitos, filões de quartzo e rochas metamórficas e metassomáticas do norte de Portugal. *Actas do V Cong. Nac. Geol., Comun. Inst. Geol. Min.*, T. 84 (1): pp. B-23 – B-26.
- NORONHA, F. (1982): Rochas graníticas do triângulo Gerês-Barroso-Cabreira. Suas relações com mineralizações em Sn e W-Mo. *Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciênc. Porto*, XCIII (4ª Sér.) : pp. 5-39.
- NORONHA, F. (1983): Estudo metalogénico da área tungstífera da Borralha. Tese de Doutoramento, *Fac. Ciências Univ. Porto*, 413 pp.
- NORONHA, F., RAMOS, J.M.F., REBELO, J.A., RIBEIRO, A. e RIBEIRO, M.L. (1979): Essai de corrélation des phases de déformation hercynienne dans le Nord-Ouest péninsulaire. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, v. 21: pp. 227-237.
- NORONHA, F., RAMOS, J.M.F., MOREIRA, A. e OLIVEIRA, A.F.M. (1998): Mineralizações filonianas de chumbo-antimónio do NE de Portugal. Algumas notas para o seu conhecimento. *Actas do V Cong. Nac. Geol., Comun. Inst. Geol. Min.*, T. 84 (1): pp. B-75 – B-78.
- OLIVEIRA, J.M.S. e PEREIRA, E. (1980): Geoquímica dos granitóides da região de Penafiel-Oliveira de Azeméis. I – Elementos alcalinos e alcalino-terrosos. *Comum. Serv. Geol. Portugal*, 66: pp.11-31.
- OLIVEIRA, J.T., PEREIRA, E., PIÇARRA, J.M., YOUNG, T. e ROMANO, M. (1992): O Paleozóico Inferior de Portugal: síntese da estratigrafia e da evolução paleogeográfica. In: Gutiérrez Marco, J.G., Saavedra, J. e Rábano, I. (Eds.) "*Paleozoico Inferior de Ibero-América*", Univ. Extremadura, pp. 359-375.
- ORTEGA CUESTA, L.A. (1998): Estudio petrogenético del granito sincinemático de dos micas de La Espenuca (La Coruña). *Lab. Xeol. de Laxe, Série Nova Terra*, n.º 14, 377 pp.
- PEARCE, J. A. (1996): Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, vol. 19, n.º 4: pp. 120-125.
- PEARCE, J. A., HARRIS, N. B. W. e TINDLE, A. G. (1984): Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, Vol. 25, pp. 956-983.
- PEREIRA, E.S. (1985): Ciclo Hercínico e o Sector de Entre Douro e Minho (Deduções baseadas na Paleogeografia da Península Ibérica). *Fac. Ciências Univ. Lisboa, Serv. Geol. de Portugal*, 155 pp.
- PEREIRA, E.S. (1987): Estudo geológico-estrutural da região de Celorico de Basto e sua interpretação geodinâmica. Tese de Doutoramento, *Fac. Ciências Univ. Lisboa, Serv. Geol. de Portugal*, 274 pp.

- PEREIRA, E.S. (1988): Soco Hercínico da Zona Centro-Ibérica – Evolução Geodinâmica. *Geonovas*, n.º 10: pp. 13-35.
- PEREIRA, E. e MEIRELES, C. (1998): Metais preciosos em Portugal. Situação da investigação geológica e mineira. *Estudos, Notas e Trabalhos*, Inst. Geol. Mineiro, T. 40: pp. 3-34.
- PEREIRA, E., RIBEIRO, A. e MEIRELES, C. (1993): Cisalhamentos hercínicos e controlo das mineralizações de Sn-W, Au e U na Zona Centro-Ibérica, em Portugal. *Cuad. Lab. Xeolóxico de Laxe*, Coruña, Vol. 18: pp. 89-119.
- PINTO, M.S., CASQUET, C., IBARROLA, E., CORRETGÉ, L.G. e FERREIRA, M.P. (1987): Síntese geocronológica dos granitóides do Maciço Hespérico. In: Bea, F. et al. (Eds.) “*Geología de los granitóides y rocas asociadas del Macizo Hespérico*” Libro homenaje a L. C. Garcia de Figuerola. Ed. Rueda, Madrid, pp. 69-86.
- PITCHER, W.S. (1982): Granite type and tectonic environment. In: Hsü, K.J. (Ed.) “*Mountain Building Processes*”, Academic Press, pp. 19-40.
- PITCHER, W.S. (1987): Granites and yet more granites forty years on. *Geologische Rundschau*, Vol. 76, Fasc. 1, pp. 51-79.
- PRICE, R.C. (1983): Geochemistry of a peraluminous granitoid suite from North-eastern Victoria, South-eastern Australia. *Geochimi. et Cosmochimi. Acta*, Vol. 47, pp. 31-42.
- QUESADA, C. (1992): Evolución tectónica del Macizo Ibérico (una historia de crecimiento por acrecencia sucesiva de terrenos durante el Proterozoico superior y el Paleozoico). In: Gutiérrez Marco, J.G., Saavedra, J. & Rabano, I. (Eds.) “*Paleozoico Inferior de Ibero-América*”, Univ. Extremadura, pp. 173-190.
- REBELO, J.A. (1983-85): Contribuição para o conhecimento da base do Ordovícico em Portugal - região de Moncorvo. *Bol. da Soc. Geol. Portugal*, vol. XXIV, pp. 263-267.
- REBELO, J.A. e ROMANO, M. (1986): A contribution to the lithostratigraphy and palaeontology of the Lower Palaeozoic rocks of the Moncorvo region, Northeast Portugal. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, T. 72 (1/2): pp. 45-57.
- RIBEIRO, A. (1974): Contribution à l'étude tectonique de Trás-os-Montes Oriental. *Serv. Geol. Portugal, Mem. N.º 24 (Nova Série)*, Lisboa, 168 pp.
- RIBEIRO, A. (1990): Part IV – Central-Iberian Zone. Introduction. In: Dallmeyer, R. D. e Martinez Garcia, E. (Eds.) “*Pre-Mesozoic Geology of Iberia*”, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, pp. 143-144.

- RIBEIRO, A. e REBELO, J.A. (s/d): Estudo geológico preliminar do jazigo de scheelite de Fonte Santa (Lagoaça) (relat. inédito). *Serv. Fom. Mineiro Dir. Ger. Minas e Serv. Geol. Portugal*, 11 pp.
- RIBEIRO, A., ANTUNES, M. T., FERREIRA, M. P., ROCHA, R. B., SOARES, A. F., ZBYSZEWSKI, G., MOITINHO DE ALMEIDA, F., CARVALHO, D. e MONTEIRO, J. H. (1979): Introduction à la Géologie Générale du Portugal. *Serv. Geol. de Portugal*, Lisboa, 114 pp.
- RIBEIRO, A. e PEREIRA, E. (1982): Controlos paleogeográficos, petrológicos e estruturais na génese dos jazigos portugueses de estanho e volfrâmio. *Geonovas*, 1 (3): pp. 23-31.
- RIBEIRO, A., IGLÉSIAS, M., RIBEIRO, M.L. e PEREIRA, E. (1983): Modèle géodynamique des Hercynides Ibériques. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, t. 69, fasc. 2, pp. 291-293.
- RIBEIRO, A., BARRIGA, F.J.A.S. e CABRAL, J. (1988): Regional geology, tectonics and seismotectonics of the Aldeadavila site (Zamora, Spain). *Geonovas*, 1 (10): pp.1-5.
- RIBEIRO, A., PEREIRA, E. e DIAS, R. (1990 a): Structure in the Northwest of the Iberian Peninsula. In: Dallmeyer, R. D. e Martinez Garcia, E. (Eds.): "*Pre-Mesozoic Geology of Iberia*", Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, pp. 220-236.
- RIBEIRO, A., QUESADA, C. e DALLMEYER, R.D. (1990 b): Geodynamic Evolution of the Iberian Massif. In: Dallmeyer, R. D. e Martinez Garcia, E. (Eds.): "*Pre-Mesozoic Geology of Iberia*", Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, pp. 399-409.
- RIBEIRO, M.L. (1993): Granitos do ocidente ibérico: contribuição para a sua interpretação geodinâmica. *Cuad. Lab. Xeolóxico de Laxe*, Coruña, Vol. 18: pp. 7-25.
- RODA, E., PESQUERA, A. e VELASCO, F. (1995): Tourmaline in granitic pegmatites and their country rocks, Fregeneda area, Salamanca, Spain. *Canadian Mineralogist*, 33: pp.835-848.
- ROLLINSON, H.R. (1993): Using Geochemical Data. Evaluation, Presentation, Interpretation. *Longman*, London, 352 pp.
- SHA, L.-K. e CHAPPELL, B.W. (1999): Apatite chemical composition, determined by electron microprobe and laser-ablation inductively coupled plasma mass spectrometry, as a probe into granite petrogenesis. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, vol. 63 (22): pp. 3861-3881.
- SHAW, D.M. (1968): A review of K-Rb fractionation trends by covariance analysis. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 32: 573-601.
- SILLITOE, R.H. (1996): Granites and metal deposits. *Episodes*, vol. 19, n.º 4: pp. 126-133.
- SILVA, M.M.V.G. e NEIVA, A.M.R. (1990): Geochemistry of the granites and their minerals from Paredes da Beira-Penedono, northern Portugal. *Chem. Geology*, vol. 85: 147-170.

- SILVA, P.B. e MOURA, A.C. (1998): Caracterização petrográfica e tecnológica do litotipo granítico 'Azul Tragal' (Bruçó - Mogadouro). *Actas do V Cong. Nac. Geol., Comun. Inst. Geol. Min.*, T. 84 (2): pp. F-90 - F-93.
- SOUSA, M.B. (1975): Sobre o enquadramento geológico e mineralização da mina de Olgas (Castelo Branco - Mogadouro, Trás-os-Montes). *Mem. Not. Mus. Lab. Miner. Geol. Univ. Coimbra*, 79: 39-68.
- SYLVESTER, A.G. (1988): Strike-slip faults. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 100: 1666-1703.
- SPEER, J.A. (1984): Micas in igneous rocks. In: Bailey, S.W. (Ed.), *Micas. Reviews in Mineralogy, Min. Soc. Amer.*, 13: pp. 169-200.
- STRECKEISEN (1967) - Classification and Nomenclature of Igneous Rocks. *N. Jb. Miner. Abh.*, 107 (2): 144-214.
- STRECKEISEN (1976) - To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.*, 12: 1-33.
- STUSSI, J.-M. (1989): Granitoid Chemistry and Associated Mineralization in the French Variscan. *Economic Geology*, vol. 84, pp. 1363-1381.
- TAKAGI, T. e TSUKIMURA, T. (1997): Genesis of oxidized- and reduced-type granites. *Econ. Geology*, Vol. 92, pp. 81-86.
- TAYLOR, S.R. e MCLENNAN, S.M. (1985): The continental crust – its composition and evolution. *Blackwell*, Oxford.
- TCHALENKO (1970): Similarities between shear zones of different magnitudes. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 81: 1625-1640.
- TINDLE, A.G. e WEBB, P.C. (1989): Niobian wolframite from Glen Gairn in the Eastern Highlands of Scotland: a microprobe investigation. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 53: pp. 1921-1935.
- TISCHENDORF, G. (1978): Criteria for distinguishing normal granites from metallogenetically specialized ones. *Studia Geol.*, XIV: pp. 145-148.
- VIDAL, P., COCHERIE, A. e LE FORT, P. (1982): Geochemical investigations of the origin of the Manaslu leucogranite (Himalaya, Nepal). *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 46: pp. 2279-2292.
- VIEGAS, L.F.S., RAMOS, J.M.F., OLIVEIRA, J.M.S., SOUSA, M.B. e RIBEIRO, A. (1976): Estudo geológico e geoquímico do jazigo de Cravezes, Mogadouro (Nordeste de Portugal). *Mem. Not. Mus. Lab. Miner. Geol. Univ. Coimbra*, 82: pp. 117-144.
- VIRUETE, J.E. (1999): Evolucion Tectonothermal del Domo Gnaissico del Tormes, Salamanca, NO del Macizo Ibérico. *Lab. Xeol. de Laxe, Série Nova Terra*, n.º 15, 351 pp.

- WALL, V.J., CLEMENS, J.D. e CLARKE, D.B. (1987): Models for granitoid evolution and source compositions. *Journ. of Geology*, vol. 95, n. 6, pp. 731-749.
- WHALLEN, J.B. e CHAPPELL, B.W. (1988): Opaque mineralogy and mafic mineral chemistry of I- and S-type granites of the Lachlan fold belt, southeast Australia. *Amer. Mineralog.*, vol. 73, pp. 281-296.
- WHALLEN, J.B., CURRIE, K.L. e CHAPPELL, B.W. (1987): A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 95: pp. 407-419.
- WHITE, A.J.R. e CHAPPELL, B.W. (1983): Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. *Geol. Soc. Amer. Memoir*, 159, pp. 21-33.
- WOODCOCK, N.H. e SCHUBERT, C. (1994): Continental strike-slip tectonics. In: Hancock, P.L. (Ed.): *Continental deformation*, Pergamon Press, pp. 251-263.
- ZEN, E. (1986): Aluminium enrichment in silicate melts by fractional crystallization - some mineralogical and petrographic constraints. *Journal of Petrology*, vol.27, Part 5, pp. 1095-1117.

ANEXO A

Amostragem e Métodos analíticos

A.1 Amostragem

Procuramos, na medida do possível, obter amostras bem distribuídas pelos maciços em estudo, de acordo com a representatividade geográfica dos mesmos. A relativa escassez de pedreiras ou de outras obras de engenharia na região dificultou a obtenção de amostras totalmente sãs, em particular no que concerne ao maciço de Fonte Santa. Apenas foram realizadas análises químicas sobre uma amostra proveniente de pedreira (amostra BR-07), colhida no maciço granítico de Bruçó. A amostragem realizada foi, assim, sujeita a precauções adicionais, por forma a que o grau de alteração supergénica fosse reduzido a um mínimo aceitável, em particular no plutonito de Fonte Santa. Regra geral, as amostras foram partidas no local em pequenos fragmentos (10 - 15 cm), procedendo-se a uma primeira fase de limpeza das principais impurezas, tais como restos de líquenes, manchas de ferruginização e demais heterogeneidades.

A quantidade de amostra colhida para análise química respeitou as normas universalmente aceites, segundo as quais ela deverá ser sempre directamente proporcional ao tamanho do grão da rocha (ver, por exemplo, KLEEMAN, 1967). O peso de cada amostra colhida no granito de Fonte Santa, não porfiróide e de granularidade média a fina, rondou os 4 a 5 Kg. No caso do granito de Bruçó, dada a granularidade média a grosseira das amostras e a presença, por vezes muito frequente, de megacristais de feldspato potássico, a quantidade requerida para moagem foi superior, variável entre 5 e 6 Kg.

A.2 Preparação das amostras para análise química de rocha total

A preparação de amostras para análise química requer cuidados especiais que garantam critérios fundamentais de representatividade, assegurando ainda que as inevitáveis contaminações decorrentes dos processos de fragmentação sejam reduzidas a mínimos aceitáveis, atendendo aos fins em vista.

Cada amostra foi triturada em britador de maxilas de aço, em posições sucessivamente mais apertadas. Posteriormente, a amostra foi crivada a 1 mm, voltando-se a passar a fracção grosseira no britador, por forma a que cerca de 70 % da amostra possuísse granulometria inferior a 1 mm. Depois de devidamente homogeneizada e quartilhada, fez-se uma toma de 500 g da amostra, que foi moída em moinho vibratório de anéis de ágata, durante 3 minutos. A amostra foi novamente homogeneizada e quartilhada, obteve-se uma toma final de 90 a 100 g, que voltou a ser moída no moinho vibratório de anéis de ágata, durante 20 a 30 minutos. No final, a amostra para análise química de rocha total é constituída por um pó impalpável, com granulometria inferior a 200 *mesh*.

A.3 Análises de elementos maiores e traço em rocha total

À excepção dos elementos do grupo das terras raras, todas as análises químicas utilizadas na presente dissertação foram realizadas no Laboratório do Instituto Geológico e Mineiro. A perda ao rubro correspondente a cada amostra (p.r.) e a percentagem em peso dos óxidos SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃ total, MnO, CaO, MgO, Na₂O, K₂O, TiO₂ e P₂O₅ foi determinada por Fluorescência de Raios-X, utilizando um espectrómetro sequencial de dispersão de comprimentos de onda Philips PW 2404. O FeO foi doseado por Volumetria, tendo sido determinada a percentagem de Fe₂O₃ por diferença, através da seguinte relação:

$$\% \text{Fe}_2\text{O}_3 = \% \text{Fe}_2\text{O}_3 \text{ total} - (\text{FeO} \times 1,1113)$$

Os elementos menores Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ba, Ta, Sn, W e Th também foram doseados por Fluorescência de Raios-X, usando o equipamento atrás referido. Os teores de Li foram obtidos por Espectrofotometria de Absorção Atómica com Chama, ao passo que o F foi determinado por Potenciometria directa. As percentagens em peso de H₂O⁺ e H₂O⁻ foram determinadas por Gravimetria.

Por análise multi-elementar em espectrometria de emissão com plasma condutivo (Plasma DCP) foram obtidos os teores dos seguintes elementos químicos: Cu, Cr, Ag, B, Zn, Sb, Pb, Ni, V, Be, Mo, As, Co e Cd.

As análises dos 14 elementos pertencentes ao grupo das terras raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu) foram realizadas no Laboratório do BRGM de Orléans, utilizando um ICP-MS. Tal como se referiu no capítulo 5, estas análises foram realizadas em seis amostras representativas dos maciços graníticos em estudo. Nessas amostras, para além dos elementos das terras raras foram também doseados U, Th e Y por ICP-MS.

A.4 Análises de fases minerais

As análises químicas de fases minerais foram obtidas com a microsonda electrónica CAMEBAX do Laboratório do IGM, equipada com três espectrómetros de dispersão de comprimentos de onda (WDS) e um espectrómetro de dispersão de energias (EDS). Nas análises utilizaram-se os programas concebidos para o efeito pela Secção de Microsonda Electrónica do Laboratório do IGM. As condições analíticas usadas nas análises de minerais silicatados foram as seguintes: potencial de aceleração de 15 kV e intensidade de corrente de feixe de 20 nA, com tempos de aquisição de 10 s para o pico e 5 s para o *background*. Para as análises de volframites e minerais portadores de Nb e Ta, o potencial de aceleração dos electrões foi aumentado para 20 kV, mantendo-se os mesmos valores de intensidade de corrente de feixe e de tempos de contagem.

ANEXO B

Análises químicas de fases minerais

Tabela B.1 – Análises químicas de feldspatos potássicos e cálculo das respectivas fórmulas estruturais com base em 8 átomos de oxigênio.

Amostra	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02
fácies	Fonte Santa															
SiO ₂	64.25	65.35	64.32	64.53	64.28	64.59	64.38	64.23	64.00	64.47	64.61	64.51	64.46	65.06	64.87	65.26
TiO ₂	0.02	0.04	0.02	0.02	0.00	0.02	0.04	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.05	0.02
Al ₂ O ₃	18.26	18.38	18.27	18.18	18.13	18.34	18.62	18.03	18.51	18.21	18.26	18.64	17.94	18.52	18.88	18.87
FeO _T	0.05	0.06	0.07	0.00	0.04	0.00	0.00	0.06	0.00	0.03	0.00	0.01	0.05	0.00	0.00	0.00
MnO	0.00	0.00	0.00	0.04	0.01	0.00	0.00	0.04	0.00	0.01	0.11	0.00	0.17	0.00	0.00	0.07
MgO	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
CaO	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	1.12	0.53	0.35	0.31	0.34	0.35	0.44	0.30	0.81	0.22	0.85	1.47	0.87	0.41	0.39	0.59
K ₂ O	15.28	15.91	16.00	16.03	15.95	15.97	15.78	15.94	15.57	16.06	15.01	15.34	14.98	15.66	15.79	15.35
BaO	0.00	0.01	0.03	0.00	0.02	0.00	0.03	0.04	0.01	0.00	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Total	98.98	100.29	99.06	99.16	98.75	99.27	99.29	98.64	98.91	99.01	98.87	100.00	98.47	99.66	99.98	100.16
Si	2.994	3.005	2.999	3.004	3.004	3.001	2.990	3.007	2.986	3.005	3.005	2.979	3.012	3.004	2.989	2.995
Ti	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.002	0.001
Al	1.003	0.996	1.004	0.997	0.999	1.004	1.019	0.995	1.018	1.000	1.001	1.015	0.988	1.008	1.025	1.021
Fe _i	0.002	0.002	0.003	0.000	0.002	0.000	0.000	0.002	0.000	0.001	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000
Mn	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.007	0.000	0.000	0.003
Mg	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
Ca	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.101	0.047	0.032	0.028	0.031	0.032	0.040	0.027	0.073	0.020	0.077	0.132	0.079	0.037	0.035	0.052
K	0.908	0.933	0.952	0.952	0.951	0.947	0.935	0.952	0.927	0.955	0.891	0.904	0.893	0.922	0.928	0.899
Ba	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
An (%)	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Ab (%)	10.0	4.8	3.2	2.9	3.1	3.2	4.1	2.8	7.3	2.0	7.9	12.7	8.1	3.8	3.6	5.5
Or (%)	90.0	95.2	96.8	97.0	96.9	96.8	95.9	97.2	92.7	98.0	91.9	87.3	91.9	96.2	96.4	94.5
n.a. - não analisado																
FeO _T = Fe total expresso como FeO.																

Tabela B.1 (Cont.) - Análises químicas de feldspatos potássicos e cálculo das respectivas fórmulas estruturais com base em 8 átomos de oxigênio.

Amostra	FS-01	FS-01	FS-01	FS-01	FS-01	FS-01	FS-01	FS-01	FS-01	FS-01	FS-01	FS-01	FS-01	FS-01	FS-01	FS-01
fácies	FS-01	FS-01	FS-01	FS-01	FS-01	FS-01	FS-01	FS-01	FS-01	FS-01	FS-01	FS-01	FS-01	FS-01	FS-01	FS-01
Fonte Santa	FS-01	FS-01	FS-01	FS-01	FS-01	FS-01	FS-01	FS-01	FS-01	FS-01	FS-01	FS-01	FS-01	FS-01	FS-01	FS-01
SiO ₂	65.14	64.91	65.14	64.42	65.43	65.80	65.54	65.87	65.04	65.55	65.35	65.33	65.21	65.43	65.00	65.10
TiO ₂	0.00	0.00	0.01	0.00	0.08	0.02	0.00	0.04	0.03	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Al ₂ O ₃	18.70	18.84	18.76	17.95	18.47	18.43	18.23	18.44	18.48	18.16	18.84	18.44	18.49	18.25	18.33	18.18
FeO _T	0.00	0.03	0.06	0.01	0.00	0.00	0.01	0.05	0.00	0.04	0.12	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00
MnO	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.58	0.57	0.74	0.21	0.24	0.26	0.21	0.23	0.48	0.45	0.29	0.28	0.22	0.21	0.22	0.34
K ₂ O	15.80	15.70	15.34	16.08	15.66	15.83	15.90	16.16	15.59	15.68	16.06	15.76	15.88	15.68	16.03	15.65
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.03	0.00	0.04	0.03	0.06	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
Total	100.22	100.05	100.09	98.67	99.93	100.35	99.92	100.80	99.68	100.00	100.75	99.81	99.87	99.57	99.61	99.28
Si	2.995	2.989	2.994	3.013	3.010	3.015	3.019	3.011	3.004	3.018	2.993	3.011	3.007	3.020	3.008	3.016
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	1.013	1.023	1.016	0.989	1.002	0.995	0.990	0.994	1.006	0.985	1.017	1.002	1.005	0.993	1.000	0.993
Fe _T	0.000	0.001	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.002	0.005	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000
Mn	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.052	0.051	0.066	0.019	0.021	0.023	0.019	0.020	0.043	0.040	0.026	0.025	0.020	0.019	0.020	0.031
K	0.927	0.922	0.900	0.959	0.919	0.925	0.934	0.943	0.918	0.921	0.938	0.927	0.934	0.923	0.946	0.925
Ba	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
An (%)	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Ab (%)	5.3	5.2	6.8	1.9	2.3	2.4	2.0	2.1	4.5	4.2	2.7	2.6	2.1	2.0	2.0	3.2
Or (%)	94.7	94.8	93.2	98.1	97.7	97.6	98.0	97.9	95.5	95.8	97.3	97.4	97.9	98.0	98.0	96.8
n.a. - não analisado																
FeO _T = Fe total expresso como FeO.																

Tabela B.1 (Cont.) - Análises químicas de feldspatos potássicos e cálculo das respectivas fórmulas estruturais com base em 8 átomos de oxigénio.

Amostra	BR-06	BR-06	BR-06	BR-06	BR-06	BR-06	BR-06	BR-06	BR-10	BR-10	BR-10	BR-10	BR-10	BR-10	BR-07	BR-12
fácies	Brúço															
SiO ₂	64.59	65.08	65.21	64.85	65.20	65.62	65.43	65.13	65.88	63.52	63.81	63.81	65.45	65.06	65.87	65.44
TiO ₂	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.05	0.00	0.02	0.01	0.00
Al ₂ O ₃	19.00	18.58	18.74	18.90	18.52	18.86	18.87	18.99	18.64	18.61	18.58	18.75	18.96	18.61	18.64	18.55
FeO _T	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.05	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03	0.07	0.02	0.00
MnO	0.03	0.01	0.00	0.01	0.00	0.15	0.00	0.00	0.05	0.07	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00
MgO	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
CaO	0.04	0.01	0.01	0.03	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00
Na ₂ O	0.86	1.07	0.94	0.91	0.58	0.70	0.76	1.04	0.97	0.24	0.56	1.10	1.12	0.62	0.75	1.21
K ₂ O	14.88	15.00	15.29	15.10	15.57	15.30	15.34	14.69	14.95	16.53	15.89	14.97	15.03	15.66	15.68	15.00
BaO	0.70	0.05	0.12	0.37	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.22	0.33	0.37	0.09	0.18	0.00
P ₂ O ₅	n. a.	n. a.	n. a.	n. a.	0.12	0.23	0.19	0.18	0.28	n. a.	n. a.	n. a.	n. a.	n. a.	n. a.	n. a.
Total	100.12	99.82	100.32	100.17	99.99	100.86	100.68	100.11	100.77	98.98	99.08	99.06	100.96	100.15	101.17	100.22
Si	2.979	2.998	2.993	2.985	3.000	2.989	2.987	2.983	2.998	2.975	2.981	2.974	2.988	2.996	3.002	3.001
Ti	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.001	0.000	0.000
Al	1.033	1.009	1.014	1.025	1.004	1.012	1.015	1.025	1.000	1.027	1.023	1.030	1.020	1.010	1.001	1.003
Fe _A	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.003	0.001	0.000
Mn	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.006	0.000	0.000	0.002	0.003	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
Mg	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Ca	0.002	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000
Na	0.077	0.096	0.084	0.081	0.052	0.062	0.067	0.092	0.086	0.022	0.051	0.099	0.099	0.055	0.066	0.108
K	0.875	0.881	0.895	0.887	0.914	0.889	0.893	0.858	0.868	0.988	0.947	0.890	0.875	0.920	0.912	0.878
Ba	0.013	0.001	0.002	0.007	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.006	0.007	0.002	0.003	0.004
P	n. a.	n. a.	n. a.	n. a.	0.005	0.009	0.007	0.007	0.011	n. a.	n. a.	n. a.	n. a.	n. a.	n. a.	n. a.
An (%)	0.2	0.1	0.1	0.2	0.0	0.0	0.2	0.1	0.0	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0
Ab (%)	8.1	9.8	8.5	8.4	5.4	6.5	7.0	9.7	9.0	2.2	5.1	10.0	10.2	5.7	6.8	10.9
Or (%)	91.7	90.2	91.4	91.5	94.6	93.5	92.9	90.2	91.0	97.8	94.9	89.8	89.8	94.3	93.2	89.1

FeO_T = Fe total expresso como FeO.

n. a. - não analisado

Tabela B.2 - Análises químicas de **plagioclases** e fórmulas estruturais calculadas com base em 8 átomos de oxigênio.

Amostra	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-01	FS-01	FS-01	FS-01	FS-01
fácies	Fonte Santa													
SiO ₂	69.59	68.47	67.83	67.37	67.43	68.17	68.04	67.76	69.60	68.68	69.83	68.96	69.44	69.13
TiO ₂	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.01	0.04	0.00	0.05	0.01	0.00	0.00	0.01
Al ₂ O ₃	19.47	19.51	19.11	19.15	19.18	19.31	19.27	19.05	19.49	19.00	19.69	19.26	19.20	19.42
FeO (t)	0.04	0.04	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00	0.03	0.00	0.03	0.04	0.02	0.00	0.00
MnO	0.06	0.05	0.01	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00
CaO	0.03	0.08	0.04	0.03	0.04	0.03	0.01	0.04	0.10	0.01	0.02	0.05	0.04	0.04
Na ₂ O	11.66	11.95	11.90	11.84	11.59	11.58	11.69	11.49	11.97	11.65	11.55	11.41	11.54	11.62
K ₂ O	0.11	0.12	0.13	0.09	0.15	0.12	0.12	0.08	0.09	0.16	0.09	0.14	0.11	0.11
BaO	0.01	0.00	0.00	0.06	0.02	0.00	0.05	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.97	100.22	99.07	98.58	98.44	99.31	99.19	98.51	101.29	99.59	101.25	99.84	100.33	100.33
Si	3.008	2.989	2.995	2.990	2.994	2.998	2.997	3.003	3.002	3.011	3.006	3.012	3.017	3.006
Ti	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.992	1.004	0.994	1.002	1.004	1.001	1.000	0.995	0.991	0.982	0.999	0.991	0.983	0.995
Fe _i	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000
Mn	0.002	0.002	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000
Ca	0.001	0.004	0.002	0.001	0.002	0.001	0.000	0.002	0.005	0.000	0.001	0.002	0.002	0.002
Na	0.977	1.011	1.019	1.019	0.998	0.987	0.998	0.987	1.001	0.990	0.984	0.966	0.972	0.980
K	0.006	0.007	0.007	0.005	0.008	0.007	0.007	0.005	0.005	0.009	0.005	0.008	0.006	0.006
Ba	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
An (%)	0.1	0.4	0.2	0.1	0.2	0.1	0.0	0.2	0.5	0.0	0.1	0.2	0.2	0.2
Ab (%)	99.2	99.0	99.1	99.4	99.0	99.2	99.3	99.4	99.1	99.1	99.4	99.0	99.2	99.2
Or (%)	0.6	0.7	0.7	0.5	0.8	0.7	0.7	0.5	0.5	0.9	0.5	0.8	0.6	0.6

Tabela B.2 (Cont.) - Análises químicas de plagioclases e fórmulas estruturais calculadas com base em 8 átomos de oxigênio.

Amostra		FS-01														FS-02														FS-03														FS-04														FS-05														FS-06														FS-07														FS-08														FS-09														FS-10														FS-11														FS-12														FS-13														FS-14														FS-15														FS-16														FS-17														FS-18														FS-19														FS-20														FS-21														FS-22														FS-23														FS-24														FS-25														FS-26														FS-27														FS-28														FS-29														FS-30														FS-31														FS-32														FS-33														FS-34														FS-35														FS-36														FS-37														FS-38														FS-39														FS-40														FS-41														FS-42														FS-43														FS-44														FS-45														FS-46														FS-47														FS-48														FS-49														FS-50														FS-51														FS-52														FS-53														FS-54														FS-55														FS-56														FS-57														FS-58														FS-59														FS-60														FS-61														FS-62														FS-63														FS-64														FS-65														FS-66														FS-67														FS-68														FS-69														FS-70														FS-71														FS-72														FS-73														FS-74														FS-75														FS-76														FS-77														FS-78														FS-79														FS-80														FS-81														FS-82														FS-83														FS-84														FS-85														FS-86														FS-87														FS-88														FS-89														FS-90														FS-91														FS-92														FS-93														FS-94														FS-95														FS-96														FS-97														FS-98														FS-99														FS-100														FS-101														FS-102														FS-103														FS-104														FS-105														FS-106														FS-107														FS-108														FS-109														FS-110														FS-111														FS-112														FS-113														FS-114														FS-115														FS-116														FS-117														FS-118														FS-119														FS-120														FS-121														FS-122														FS-123														FS-124														FS-125														FS-126														FS-127														FS-128														FS-129														FS-130														FS-131														FS-132														FS-133														FS-134														FS-135														FS-136														FS-137														FS-138														FS-139														FS-140														FS-141														FS-142														FS-143														FS-144														FS-145														FS-146														FS-147														FS-148														FS-149														FS-150														FS-151														FS-152														FS-153														FS-154														FS-155														FS-156														FS-157														FS-158														FS-159														FS-160														FS-161														FS-162														FS-163														FS-164														FS-165														FS-166														FS-167														FS-168														FS-169														FS-170														FS-171														FS-172														FS-173														FS-174														FS-175														FS-176														FS-177														FS-178														FS-179														FS-180														FS-181														FS-182														FS-183														FS-184														FS-185														FS-186														FS-187														FS-188														FS-189														FS-190														FS-191														FS-192														FS-193														FS-194														FS-195														FS-196														FS-197														FS-198														FS-199														FS-200														FS-201														FS-202														FS-203														FS-204														FS-205														FS-206														FS-207														FS-208														FS-209														FS-210														FS-211														FS-212														FS-213														FS-214														FS-215														FS-216														FS-217														FS-218														FS-219														FS-220														FS-221														FS-222														FS-223														FS-224														FS-225														FS-226														FS-227														FS-228														FS-229														FS-230														FS-231														FS-232														FS-233														FS-234														FS-235														FS-236														FS-237														FS-238														FS-239														FS-240														FS-241														FS-242														FS-243														FS-244														FS-245														FS-246														FS-247														FS-248														FS-249														FS-250														FS-251														FS-252														FS-253														FS-254														FS-255														FS-256														FS-257														FS-258														FS-259														FS-260														FS-261														FS-262														FS-263														FS-264														FS-265														FS-266														FS-267														FS-268														FS-269														FS-270														FS-271														FS-272														FS-273														FS-274														FS-275														FS-276														FS-277														FS-278													
---------	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--

m.a. - não analisado

Tabela B.2 (Cont.) – Análises químicas de **plagioclases** e fórmulas estruturais calculadas com base em 8 átomos de oxigênio.

Amostra	BR-06	BR-06	BR-06	BR-06	BR-06	BR-06	BR-06	BR-06	BR-06	BR-10	BR-10	BR-10	BR-10	BR-07	BR-07
fácies	BR-06	BR-06	BR-06	BR-06	BR-06	BR-06	BR-06	BR-06	BR-06	BR-10	BR-10	BR-10	BR-10	BR-07	BR-07
SiO ₂	67.19	66.04	65.84	66.77	66.96	66.18	68.64	68.11	69.13	66.93	65.13	67.11	66.52	67.33	61.97
TiO ₂	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.04	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00
Al ₂ O ₃	21.43	21.22	20.78	20.28	20.43	20.41	20.37	20.15	20.14	20.72	21.53	20.54	21.13	20.87	23.83
FeO (t)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.01	0.00	0.05	0.01	0.11	0.00	0.05	0.04	0.00
MnO	0.08	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.06	0.00
MgO	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	1.98	2.47	2.04	1.82	1.37	1.71	0.84	1.20	0.56	1.18	2.59	1.14	1.55	1.19	5.30
Na ₂ O	10.33	10.11	10.42	10.48	10.97	10.50	11.16	10.91	10.97	11.17	10.16	11.22	10.68	11.08	8.73
K ₂ O	0.11	0.17	0.15	0.14	0.10	0.14	0.12	0.12	0.06	0.17	0.10	0.14	0.13	0.16	0.23
BaO	0.03	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	101.18	100.03	99.27	99.52	99.84	98.98	101.20	100.51	100.95	100.24	99.67	100.16	100.08	100.74	100.06
Si	2.912	2.900	2.913	2.941	2.940	2.932	2.966	2.964	2.986	2.930	2.876	2.938	2.915	2.931	2.749
Ti	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
Al	1.095	1.098	1.083	1.053	1.057	1.066	1.037	1.034	1.025	1.069	1.121	1.060	1.091	1.071	1.246
Fe _t	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.002	0.000	0.004	0.000	0.002	0.001	0.000
Mn	0.003	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000
Mg	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.092	0.116	0.097	0.086	0.064	0.081	0.039	0.056	0.026	0.055	0.123	0.053	0.073	0.056	0.252
Na	0.868	0.861	0.894	0.895	0.934	0.902	0.935	0.921	0.919	0.948	0.870	0.952	0.907	0.935	0.751
K	0.006	0.010	0.008	0.008	0.006	0.008	0.007	0.007	0.003	0.009	0.006	0.008	0.007	0.009	0.013
Ba	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
An (%)	9.5	11.8	9.7	8.7	6.4	8.2	4.0	5.7	3	5.5	12.3	5.3	7.4	5.6	24.8
Ab (%)	89.9	87.3	89.5	90.5	93.0	91.0	95.4	93.6	97	93.6	87.2	94.0	91.9	93.6	73.9
Or (%)	0.6	1.0	0.8	0.8	0.6	0.8	0.7	0.7	0	0.9	0.6	0.8	0.7	0.9	1.3

Tabela B.3 - Análises químicas de moscovites e fórmulas estruturais calculadas com base em 22 átomos de oxigênio.

Amostra	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02
fácies	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02
Fonte Santa	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02
SiO ₂	46.92	46.71	46.57	46.49	46.12	45.90	45.87	46.77	46.46	46.55	46.31	46.25	46.83	46.40	46.32	46.52	46.38	46.38
TiO ₂	0.04	0.19	0.04	0.08	0.11	0.03	0.04	0.32	0.30	0.21	0.23	0.21	0.20	0.09	0.22	0.17	0.14	0.14
Al ₂ O ₃	33.88	32.06	33.76	32.71	34.57	34.78	36.36	35.46	35.37	35.38	34.74	35.27	31.84	34.42	35.47	34.93	35.27	35.27
FeO (t)	2.71	4.17	2.79	2.82	2.95	2.24	1.36	1.46	1.54	1.69	2.00	1.59	4.02	2.89	1.39	1.81	2.03	2.03
MnO	0.18	0.31	0.10	0.07	0.21	0.16	0.02	0.00	0.10	0.07	0.08	0.04	0.18	0.08	0.05	0.06	0.08	0.08
MgO	0.28	0.33	0.28	0.21	0.36	0.13	0.16	0.47	0.40	0.40	0.50	0.39	0.48	0.31	0.47	0.34	0.37	0.37
CaO	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02
Na ₂ O	0.31	0.37	0.34	0.23	0.58	0.66	0.76	1.59	1.07	1.18	0.86	0.92	0.53	0.57	1.48	0.72	0.89	0.89
K ₂ O	9.88	10.48	10.26	10.59	10.53	10.54	10.11	10.13	10.26	10.31	10.57	10.56	10.47	10.34	9.89	10.52	10.27	10.27
SnO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00
F	1.00	2.63	1.67	2.32	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
O = F	0.42	1.11	0.70	0.98	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	94.78	96.14	95.13	94.54	95.43	94.49	94.73	96.20	95.50	95.79	95.34	95.23	94.55	95.23	95.31	95.09	95.45	95.45
Si	6.324	6.356	6.300	6.367	6.188	6.198	6.127	6.175	6.178	6.178	6.194	6.176	6.373	6.229	6.163	6.220	6.181	6.181
Al ^{IV}	1.676	1.644	1.700	1.633	1.812	1.802	1.873	1.825	1.822	1.822	1.806	1.824	1.627	1.771	1.837	1.780	1.819	1.819
Z (total)	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al ^{VI}	3.705	3.498	3.683	3.647	3.654	3.733	3.852	3.692	3.721	3.713	3.670	3.728	3.479	3.674	3.725	3.724	3.721	3.721
Ti	0.004	0.019	0.004	0.008	0.011	0.003	0.004	0.032	0.030	0.021	0.023	0.021	0.020	0.009	0.022	0.017	0.014	0.014
Fe _t	0.305	0.475	0.316	0.323	0.331	0.253	0.152	0.161	0.171	0.188	0.224	0.178	0.457	0.324	0.155	0.202	0.226	0.226
Mn	0.021	0.036	0.011	0.008	0.024	0.018	0.002	0.000	0.011	0.008	0.009	0.005	0.021	0.009	0.006	0.007	0.009	0.009
Mg	0.056	0.067	0.056	0.043	0.072	0.026	0.032	0.093	0.079	0.079	0.100	0.078	0.097	0.062	0.093	0.068	0.074	0.074
Y (total)	4.092	4.095	4.071	4.029	4.092	4.034	4.042	3.978	4.013	4.009	4.026	4.008	4.075	4.079	4.001	4.018	4.044	4.044
Ca	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.003	0.004	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.001	0.003	0.003	0.003	0.003
Na	0.081	0.098	0.089	0.061	0.151	0.173	0.197	0.407	0.276	0.304	0.228	0.238	0.140	0.148	0.382	0.187	0.230	0.230
K	1.699	1.819	1.771	1.850	1.802	1.816	1.723	1.706	1.740	1.746	1.804	1.799	1.818	1.771	1.679	1.794	1.746	1.746
X (total)	1.780	1.917	1.863	1.911	1.953	1.991	1.924	2.113	2.016	2.049	2.035	2.037	1.957	1.921	2.063	1.984	1.979	1.979
Total de cátions	13.87	14.01	13.93	13.94	14.04	14.03	13.97	14.09	14.03	14.06	14.06	14.05	14.03	14.00	14.06	14.00	14.02	14.02
Cel=100*(Si+6)/2	16.18	17.82	15.02	18.35	9.36	9.91	6.37	8.74	8.89	8.92	9.70	8.82	18.63	11.43	8.15	10.98	9.06	9.06
Par=100*(Na/(Na+K))	4.55	5.09	4.79	3.20	7.72	8.69	10.25	19.26	13.68	14.82	11.23	11.89	7.14	7.73	18.53	9.42	11.64	11.64
XFe=Fe _t /(Fe _t +Mg)	0.84	0.88	0.85	0.88	0.82	0.91	0.83	0.64	0.68	0.70	0.69	0.70	0.82	0.84	0.62	0.75	0.75	0.75

NOTAS: n.a. = não analisado; Cel. = % de molécula celadonítica; Par. = % de molécula paragonítica; FeO(t) = Fe total expresso em termos de FeO.

Tabela B.3 (Cont.) - Análises químicas de **moscovites** e fórmulas estruturais calculadas com base em 22 átomos de oxigênio.

Amostra	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02
Ídices	Fonte Santa														
SiO ₂	46.62	46.38	46.77	46.64	46.57	47.05	47.15	46.65	45.97	46.36	46.46	47.02	46.15	46.61	46.41
TiO ₂	0.04	0.27	0.03	0.24	0.26	0.13	0.14	0.20	0.02	0.17	0.15	0.09	0.14	0.11	0.06
Al ₂ O ₃	34.07	31.63	33.68	34.97	35.51	34.02	33.41	35.19	33.31	32.31	31.73	31.71	32.39	32.13	34.43
FeO(t)	2.59	4.35	3.08	1.68	1.42	2.41	2.89	1.73	3.13	4.37	4.16	3.63	3.75	3.81	2.68
MnO	0.02	0.17	0.04	0.00	0.01	0.17	0.07	0.12	0.09	0.20	0.25	0.14	0.16	0.17	0.11
MgO	0.47	0.49	0.39	0.56	0.48	0.58	0.43	0.37	0.46	0.46	0.49	0.43	0.46	0.41	0.45
CaO	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.03	0.00
Na ₂ O	0.83	0.85	0.64	0.82	0.81	0.42	0.35	0.46	0.51	0.32	0.26	0.32	0.35	0.27	0.53
K ₂ O	10.31	10.24	10.58	9.98	10.13	10.69	10.65	10.43	10.39	10.25	10.45	10.49	10.23	10.31	10.34
SnO ₂	0.03	0.08	0.06	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
F	n.a.	n.a.	n.a.	0.00	0.00	0.00	0.00	0.76	1.41	1.97	1.99	1.68	1.73	1.37	1.37
O = F	-	-	-	-	-	-	-	0.32	0.59	0.83	0.84	0.71	0.73	0.58	0.58
Total	94.98	94.48	95.27	94.89	95.20	95.49	95.11	95.59	94.70	95.58	95.10	94.81	94.65	94.64	95.67
Si	6.262	6.339	6.286	6.224	6.191	6.284	6.331	6.220	6.268	6.317	6.365	6.423	6.321	6.369	6.235
Al ^{iv}	1.738	1.661	1.714	1.776	1.809	1.716	1.689	1.780	1.732	1.683	1.635	1.577	1.679	1.631	1.765
Z (total)	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al ^{vi}	3.655	3.433	3.621	3.724	3.756	3.640	3.618	3.749	3.620	3.506	3.489	3.529	3.550	3.544	3.686
Ti	0.004	0.028	0.003	0.024	0.026	0.013	0.014	0.020	0.002	0.017	0.015	0.009	0.014	0.011	0.006
Fe _i	0.291	0.497	0.346	0.187	0.158	0.269	0.325	0.193	0.357	0.498	0.477	0.415	0.430	0.435	0.301
Mn	0.002	0.020	0.005	0.000	0.001	0.019	0.008	0.014	0.010	0.023	0.029	0.016	0.019	0.020	0.013
Mg	0.094	0.100	0.078	0.111	0.095	0.115	0.086	0.074	0.093	0.093	0.100	0.088	0.094	0.084	0.090
Y (total)	4.046	4.078	4.053	4.047	4.036	4.057	4.051	4.049	4.083	4.138	4.110	4.057	4.107	4.094	4.095
Ca	0.000	0.003	0.000	0.000	0.001	0.003	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.003	0.004	0.000
Na	0.216	0.225	0.167	0.212	0.209	0.109	0.091	0.119	0.135	0.085	0.069	0.085	0.093	0.072	0.139
K	1.767	1.785	1.814	1.699	1.718	1.822	1.824	1.774	1.807	1.782	1.826	1.828	1.788	1.797	1.772
X (total)	1.983	2.014	1.981	1.911	1.928	1.933	1.918	1.893	1.942	1.866	1.896	1.914	1.883	1.873	1.879
Total de cátions	14.03	14.09	14.03	13.96	13.96	13.99	13.97	13.94	14.03	14.00	14.01	13.97	13.99	13.97	13.97
Cel.=100*(Si+6)/2	13.08	16.93	14.30	11.19	9.57	14.22	16.55	10.98	13.38	15.86	15.26	21.17	16.07	18.46	14.24
Par.=100*(Na/(Na+K))	10.90	11.20	8.42	11.10	10.84	5.63	4.76	6.28	6.94	4.53	3.64	4.43	4.94	3.83	7.31
XFe=Fe/(Fe+Mg)	0.76	0.83	0.82	0.63	0.62	0.70	0.79	0.72	0.79	0.84	0.83	0.83	0.82	0.84	0.73

NOTAS: n.a. - não analisado; Cel. = % de molécula celadonítica; Par. = % de molécula paragonítica; FeO(t) = Fe total expresso em termos de FeO.

Tabela B.3 (Cont.) - Análises químicas de moscovites e fórmulas estruturais calculadas com base em 22 átomos de oxigênio.

Amostra		BR-01	BR-01	BR-01	BR-01	BR-07	BR-07	BR-07	BR-07	BR-07	BR-07	BR-12	BR-12	BR-12	BR-12	BR-12	BR-12	BR-12	BR-12	BR-12				
Átomos		Brupó	Br-01	Br-01	Br-01	Br-01	Br-07	Br-07	Br-07	Br-07	Br-07	Br-12	Br-12	Br-12	Br-12	Br-12	Br-12	Br-12	Br-12	Br-12				
Tabela B.3 (Cont.) - Análises químicas de moscovites e ionínias esfumadas com base em 22 átomos de oxigênio	SiO ₂	46.85	47.08	47.00	46.99	47.15	46.88	46.77	46.60	47.01	46.66	47.29	47.27	46.75	46.93	47.11	46.65	46.83	46.94	46.72	47.02	46.51	47.11	
	Si	0.58	0.87	0.80	0.50	0.77	0.98	0.74	0.65	0.78	0.74	0.78	0.60	1.32	0.84	0.59	0.60	0.59	0.73	0.77	0.64	0.67	0.59	
	Al ₂ O ₃	34.41	35.24	34.76	34.14	34.91	34.74	34.83	34.68	34.87	34.92	34.57	34.59	32.08	35.04	34.99	35.28	35.41	34.99	34.92	33.85	35.07	35.21	
	Al	1.14	1.07	1.13	1.35	1.12	1.10	1.01	1.22	1.09	1.44	1.09	1.02	2.66	1.28	1.46	1.23	1.36	1.47	1.52	1.20	0.98	1.16	
	FeO(t)	0.02	0.01	0.06	0.04	0.06	0.03	0.09	0.00	0.00	0.04	0.07	0.18	0.05	0.04	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.03	0.07	0.00	
	MnO	0.91	0.70	0.75	0.91	0.78	0.76	0.78	0.74	0.84	0.76	0.84	0.70	1.45	0.84	0.79	0.81	0.88	1.00	0.85	0.79	0.79	0.95	
	MgO	0.00	0.04	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.02	0.00	0.04	0.01	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.04	0.01	
	CaO	0.34	0.68	0.61	0.39	0.39	0.63	0.71	0.55	0.78	0.85	0.72	0.64	0.36	0.77	0.71	0.81	0.65	0.66	0.59	0.52	0.62	0.75	
	Na ₂ O	10.69	9.76	9.71	10.22	10.16	9.96	10.19	10.45	9.77	9.63	9.80	10.54	10.75	10.35	9.98	10.39	10.34	10.34	10.52	10.50	10.51	10.45	
	K ₂ O	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0.09	0.00	0.00	0.01	0.06	0.00	0.00	0.01	0.05	0.00	0.02	0.03	0.09	0.04	0.04	0.07	0.00	
	BaO	0.00	0.01	0.00	0.03	0.04	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	
	P ₂ O ₅	94.94	95.46	94.82	94.57	95.39	95.17	95.14	94.92	95.17	95.10	95.20	95.55	95.50	95.14	95.91	95.70	95.72	96.03	95.04	95.39	95.54	95.70	
	Total	6.251	6.215	5.246	6.284	6.241	6.225	6.216	6.220	6.230	6.202	6.264	6.265	6.275	6.191	6.211	6.170	6.204	6.203	6.248	6.210	6.227	6.173	6.249
	Si	1.749	1.785	1.754	1.716	1.759	1.775	1.784	1.780	1.770	1.798	1.736	1.735	1.725	1.809	1.789	1.830	1.796	1.797	1.752	1.773	1.827	1.751	
	Al ^{IV}	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	
Z (total)	3.662	3.699	3.690	3.665	3.688	3.661	3.672	3.676	3.676	3.676	3.681	3.668	3.650	3.638	3.693	3.690	3.667	3.641	3.583	3.698	3.675	3.680		
Al ^{VI}	0.058	0.086	0.080	0.050	0.077	0.098	0.074	0.085	0.078	0.074	0.078	0.060	0.133	0.083	0.058	0.060	0.059	0.073	0.077	0.064	0.067	0.059		
Ti	0.127	0.118	0.126	0.151	0.124	0.122	0.112	0.136	0.121	0.160	0.121	0.113	0.239	0.141	0.136	0.161	0.151	0.162	0.170	0.133	0.109	0.129		
Fe ₂	0.002	0.001	0.007	0.005	0.007	0.003	0.010	0.000	0.000	0.005	0.008	0.028	0.006	0.004	0.000	0.000	0.008	0.000	0.003	0.000	0.003	0.008		
Mn	0.181	0.138	0.149	0.181	0.154	0.150	0.155	0.147	0.166	0.151	0.166	0.138	0.290	0.165	0.153	0.156	0.160	0.173	0.199	0.129	0.156	0.188		
Mg	4.031	4.042	4.051	4.053	4.049	4.035	4.023	4.024	4.040	4.062	4.033	3.998	4.077	4.033	4.040	4.066	4.044	4.049	4.033	4.024	4.010	4.032		
Y (total)	0.000	0.006	0.000	0.000	0.001	0.000	0.003	0.001	0.003	0.000	0.006	0.001	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.006	0.001		
Ca	0.088	0.174	0.157	0.101	0.100	0.162	0.183	0.142	0.200	0.219	0.185	0.164	0.094	0.197	0.183	0.208	0.167	0.169	0.153	0.134	0.109	0.193		
Na	1.820	1.644	1.646	1.744	1.716	1.687	1.728	1.779	1.652	1.633	1.655	1.782	1.841	1.742	1.717	1.881	1.756	1.743	1.795	1.779	1.776	1.769		
K	1.908	1.824	1.803	1.845	1.817	1.849	1.914	1.923	1.855	1.852	1.847	1.948	1.944	1.939	1.900	1.888	1.923	1.912	1.948	1.914	1.940	1.964		
X (total)	13.94	13.87	13.85	13.90	13.87	13.88	13.94	13.95	13.91	13.88	13.95	14.02	13.97	13.94	13.95	13.97	13.97	13.95	13.98	13.94	13.95	14.00		
Total de cátions	12.56	10.77	12.29	14.21	12.57	11.23	10.82	11.00	11.49	10.12	13.21	13.24	13.74	9.54	10.54	8.49	10.19	10.14	12.39	10.48	11.33	8.64		
Cel.=100*(Si+6)/2	4.61	9.57	8.72	5.48	5.51	8.77	9.58	7.41	10.82	11.83	10.04	8.45	4.84	10.16	9.61	11.00	8.68	8.84	7.85	7.00	8.23	9.83		
Par.=100*(Na/(Na+K)	0.41	0.46	0.46	0.45	0.45	0.45	0.42	0.48	0.42	0.52	0.42	0.45	0.51	0.46	0.47	0.51	0.49	0.48	0.46	0.51	0.41	0.45		
XFe=Fe _{VI} /(Fe _{VI} +Mg)																								

NOTAS: n.a.- não analisado; Cel. = % de molécula celadonítica; Par. = % de molécula paragonítica. $\text{FeO}(t) = \text{Fe total expresso em termos de FeO}$.

Tabela B.4 - Análises químicas de biotites do granito de Bruço e fórmulas estruturais calculadas com base em 22 átomos de oxigénio.

Amostra	BR-06	BR-06	BR-06	BR-06	BR-06	BR-06	BR-06	BR-06	BR-07	BR-07	BR-07	BR-07	BR-01	BR-01	BR-01	BR-01	BR-01	BR-01
fácies	Granito de Bruço																	
SiO ₂	36.05	36.44	35.57	35.36	36.09	36.24	35.79	35.44	35.55	35.94	36.34	36.20	36.28	36.20	35.80	36.41	36.15	36.23
TiO ₂	2.66	3.25	2.55	2.83	2.61	2.65	2.82	2.80	2.54	2.92	2.61	2.94	2.71	2.57	2.78	2.73	2.79	2.72
Al ₂ O ₃	18.58	18.78	18.84	17.89	18.64	18.50	18.13	18.98	18.53	19.01	20.57	18.68	19.03	18.77	18.80	18.78	19.09	18.87
FeO (t)	21.16	20.13	20.25	20.95	20.03	19.60	20.11	20.47	21.56	20.92	17.96	21.14	20.86	20.66	20.92	21.43	20.96	20.05
MnO	0.27	0.33	0.37	0.27	0.19	0.32	0.34	0.20	0.36	0.39	0.23	0.45	0.32	0.36	0.25	0.28	0.35	0.38
MgO	8.23	7.80	7.76	8.04	7.74	7.93	8.00	7.66	7.67	7.44	6.57	7.65	7.72	7.83	7.83	8.03	7.92	7.89
CaO	0.06	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.04	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
Na ₂ O	0.08	0.10	0.09	0.08	0.10	0.10	0.06	0.18	0.12	0.11	0.07	0.10	0.10	0.06	0.05	0.12	0.09	0.06
K ₂ O	8.28	9.31	9.30	9.42	9.42	9.25	9.24	9.00	8.78	8.76	8.91	9.04	9.22	9.38	9.12	9.20	9.41	9.25
F	0.58	0.54	0.60	0.46	0.66	0.75	0.52	n.a.	n.a.	n.a.	0.34	0.65	0.40	0.64	0.64	0.80	0.54	0.63
O=F	0.24	0.23	0.25	0.19	0.28	0.32	0.22	n.a.	n.a.	n.a.	0.14	0.27	0.17	0.27	0.27	0.34	0.23	0.27
Total	95.73	96.47	95.08	95.11	95.20	95.02	94.79	94.76	95.15	95.49	95.47	96.58	96.47	96.19	95.93	97.45	97.07	95.81
Si	5.485	5.500	5.468	5.462	5.529	5.550	5.512	5.441	5.461	5.472	5.709	5.486	5.486	5.503	5.459	5.477	5.449	5.508
Al ^{IV}	2.515	2.500	2.532	2.538	2.471	2.450	2.488	2.559	2.539	2.528	2.291	2.514	2.514	2.497	2.541	2.523	2.551	2.492
Z (total)	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al ^{VI}	0.817	0.840	0.881	0.719	0.894	0.889	0.802	0.875	0.816	0.884	1.319	0.822	0.878	0.865	0.838	0.806	0.840	0.888
Ti	0.304	0.369	0.295	0.329	0.301	0.305	0.327	0.323	0.293	0.334	0.292	0.335	0.308	0.294	0.319	0.309	0.316	0.311
Fe _t	2.993	2.541	2.603	2.706	2.566	2.510	2.590	2.628	2.770	2.664	2.237	2.679	2.638	2.626	2.668	2.696	2.642	2.549
Mn	0.035	0.042	0.048	0.035	0.025	0.042	0.044	0.026	0.047	0.050	0.029	0.058	0.041	0.046	0.032	0.036	0.045	0.049
Mg	1.867	1.755	1.778	1.851	1.768	1.810	1.837	1.753	1.757	1.689	1.458	1.728	1.740	1.772	1.780	1.801	1.780	1.788
Y (total)	5.716	5.547	5.606	5.641	5.553	5.557	5.600	5.606	5.683	5.621	5.336	5.622	5.606	5.604	5.637	5.648	5.622	5.585
Ca	0.013	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.007	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.002	0.002	0.000	0.000
Na	0.024	0.029	0.027	0.024	0.030	0.030	0.018	0.054	0.036	0.032	0.020	0.029	0.029	0.018	0.015	0.035	0.026	0.018
K	1.607	1.793	1.824	1.856	1.841	1.807	1.815	1.763	1.721	1.702	1.693	1.748	1.779	1.819	1.774	1.766	1.809	1.794
X (total)	1.644	1.825	1.851	1.880	1.871	1.837	1.833	1.821	1.763	1.734	1.714	1.777	1.808	1.837	1.791	1.802	1.836	1.812
Total de cátions	15.360	15.372	15.456	15.521	15.423	15.394	15.433	15.427	15.446	15.355	15.050	15.399	15.414	15.441	15.427	15.450	15.458	15.397
Al Total	3.332	3.341	3.413	3.257	3.365	3.339	3.291	3.434	3.355	3.411	3.610	3.336	3.392	3.363	3.379	3.329	3.391	3.381
XFe = Fe / (Fe + Mg)	0.591	0.591	0.594	0.594	0.592	0.581	0.585	0.600	0.612	0.612	0.605	0.608	0.603	0.597	0.600	0.600	0.598	0.588

NOTAS: n.a. - não analisado; FeO (t) = Fe total expresso em termos de FeO.

[illegible]

NOTAS: n. a. - não analisado; FeO (t) = Fe total expresso em termos de FeO .

Tabela B.5 - Análises químicas de turmalinas e fórmulas estruturais calculadas com base em 24,5 átomos de oxigênio.

[illegible]

Tabela B.5 (Cont.) - Análises químicas de turmalinas e fórmulas estruturais calculadas com base em 24,5 átomos de oxigênio.

Amostra	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	
fácies	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	FS-02	
Granito de Fonte Santa																									
SiO ₂	36.06	35.97	36.45	36.71	36.48	36.58	35.53	35.77	36.10	36.24	36.24	36.14	35.90	36.52	35.69	35.49	35.65	35.78	36.04	35.90	36.27	36.33	35.82	35.56	35.88
TiO ₂	0.10	0.14	0.19	0.22	0.12	0.09	0.17	0.11	0.28	0.08	0.04	0.14	0.10	0.10	0.17	0.12	0.13	0.11	0.24	0.16	0.59	0.12	0.14	0.25	0.22
Al ₂ O ₃	33.19	33.24	32.77	33.67	33.32	32.88	34.23	33.06	32.67	33.19	33.35	33.10	33.69	33.54	31.91	33.17	32.85	33.23	32.88	33.09	33.12	33.02	32.79	32.44	32.57
FeO (t)	13.61	13.38	15.17	13.80	13.88	14.44	14.06	14.52	14.68	13.83	14.72	13.93	14.65	14.37	14.44	14.17	14.45	14.54	13.92	13.98	13.26	13.98	14.24	14.41	14.28
MnO	0.35	0.21	0.18	0.32	0.32	0.28	0.35	0.22	0.15	0.19	0.28	0.22	0.23	0.28	0.29	0.22	0.23	0.28	0.18	0.21	0.18	0.23	0.28	0.28	0.26
MgO	0.97	0.98	1.01	1.01	0.95	1.07	1.02	0.96	1.05	0.96	1.02	0.97	1.03	1.03	1.00	0.87	0.92	0.97	1.01	0.99	0.84	1.06	1.05	1.05	1.04
CaO	0.03	0.02	0.08	0.04	0.04	0.07	0.04	0.04	0.08	0.05	0.02	0.03	0.07	0.03	0.05	0.03	0.06	0.05	0.05	0.04	0.01	0.04	0.05	0.05	0.06
Na ₂ O	2.00	2.11	2.19	1.95	1.95	2.01	2.19	2.04	2.07	1.92	2.08	2.01	2.11	2.04	2.08	2.02	2.07	2.10	2.00	2.08	2.33	1.97	2.10	1.95	2.13
K ₂ O	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.03	0.03	0.03	0.05	0.03	0.04	0.06	0.06	0.03	0.06	0.05	0.05	0.04	0.05	0.05	0.06	0.07	0.05	0.03	0.05
Total	86.35	86.08	88.08	87.76	87.11	87.25	87.62	86.76	87.13	88.49	87.80	86.60	87.84	87.94	85.89	86.14	86.41	87.10	86.37	86.51	86.66	86.82	86.52	86.02	86.51
Si	6.048	6.043	6.046	6.054	6.067	6.096	5.898	6.004	6.038	6.066	6.010	6.052	5.957	6.033	6.074	5.990	6.010	5.987	6.052	6.025	6.054	6.068	6.025	6.022	6.039
Al ^{IV}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.102	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.043	0.000	0.000	0.010	0.000	0.013	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al (total)	6.561	6.581	6.407	6.545	6.531	6.418	6.697	6.540	6.441	6.548	6.519	6.533	6.589	6.530	6.400	6.598	6.527	6.553	6.508	6.545	6.515	6.500	6.501	6.475	6.461
Al ₂	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Al ₂	0.581	0.581	0.407	0.545	0.531	0.418	0.595	0.540	0.441	0.548	0.519	0.533	0.546	0.530	0.400	0.588	0.527	0.539	0.508	0.545	0.515	0.500	0.501	0.475	0.461
Al ₂	0.013	0.018	0.024	0.027	0.015	0.011	0.021	0.014	0.035	0.010	0.005	0.018	0.012	0.012	0.022	0.015	0.016	0.014	0.030	0.020	0.074	0.015	0.018	0.032	0.028
Fe ²⁺	1.909	1.880	2.104	1.903	1.931	2.012	1.952	2.038	2.054	1.936	2.042	1.951	2.033	1.985	2.065	2.000	2.037	2.035	1.955	1.962	1.851	1.953	2.003	2.041	2.010
Mn	0.050	0.030	0.025	0.045	0.045	0.040	0.049	0.031	0.021	0.027	0.041	0.031	0.032	0.039	0.042	0.031	0.033	0.040	0.028	0.030	0.025	0.033	0.040	0.040	0.040
Mg	0.243	0.245	0.250	0.248	0.236	0.268	0.252	0.240	0.262	0.240	0.252	0.242	0.255	0.254	0.254	0.219	0.231	0.242	0.253	0.248	0.209	0.264	0.263	0.261	0.261
Y (total)	2.775	2.754	2.810	2.768	2.758	2.747	2.870	2.864	2.812	2.760	2.858	2.774	2.878	2.821	2.772	2.854	2.845	2.869	2.771	2.805	2.675	2.765	2.825	2.853	2.800
Ca	0.005	0.004	0.014	0.007	0.007	0.012	0.007	0.007	0.014	0.009	0.004	0.005	0.012	0.005	0.009	0.005	0.011	0.009	0.009	0.007	0.002	0.007	0.009	0.009	0.011
Na	0.650	0.687	0.704	0.624	0.623	0.649	0.705	0.664	0.671	0.623	0.669	0.653	0.679	0.653	0.688	0.681	0.877	0.681	0.651	0.680	0.754	0.638	0.685	0.640	0.695
K	0.009	0.009	0.008	0.008	0.011	0.008	0.006	0.009	0.011	0.006	0.008	0.013	0.013	0.006	0.013	0.011	0.011	0.009	0.011	0.011	0.013	0.015	0.011	0.006	0.011
X (total)	0.664	0.699	0.727	0.639	0.647	0.668	0.718	0.680	0.696	0.638	0.681	0.671	0.704	0.665	0.708	0.677	0.698	0.699	0.671	0.698	0.769	0.660	0.705	0.656	0.717
R ⁺ +R ³⁺	2.871	2.858	3.121	2.843	2.865	2.999	2.979	2.997	3.047	2.850	3.019	2.900	3.036	2.949	3.068	2.933	3.010	3.024	2.913	2.945	2.856	2.917	3.020	3.011	3.038
R ³⁺	6.578	6.505	6.438	6.581	6.551	6.433	6.725	6.559	6.488	6.561	6.526	6.556	6.605	6.547	6.429	6.619	6.549	6.571	6.548	6.572	6.614	6.520	6.524	6.518	6.498
Fe ³⁺ +Mg+Mn	2.201	2.155	2.379	2.196	2.211	2.318	2.254	2.310	2.337	2.202	2.335	2.224	2.320	2.278	2.351	2.250	2.301	2.316	2.233	2.240	2.085	2.249	2.306	2.346	2.311
Fe (Fe + Mg)	0.887	0.885	0.934	0.885	0.891	0.863	0.885	0.885	0.887	0.890	0.890	0.890	0.889	0.887	0.890	0.901	0.898	0.894	0.885	0.888	0.899	0.891	0.894	0.885	0.885
NOTAS: R ³⁺ =(Na ⁺ +2Ca ²⁺ +K ⁺); R ²⁺ =(Fe ²⁺ +Mg ²⁺ +Mn ²⁺); R ³⁺ =(Al ³⁺ +4/3Ti ⁴⁺)																									

Tabela B.6 Análises químicas de volframites do granito de Fonte Santa (amostra FS-01) e fórmulas estruturais calculadas com base em 4 átomos de oxigênio.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
CaO	0.01	0.01	0.05	0.04	0.00	0.04	0.02	0.00	0.01	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.06	0.04	0.05	0.04	0.05	0.00	0.04	0.02	0.01	0.01
MnO	13.18	13.66	13.45	13.44	13.35	15.14	14.97	14.36	14.86	19.82	18.60	19.37	19.43	13.51	14.58
FeO (t)	9.98	9.32	9.67	9.36	9.83	8.02	7.90	8.43	7.99	3.22	4.49	3.34	3.25	9.55	8.72
Nb ₂ O ₅	0.94	0.76	0.70	0.71	0.74	1.35	1.06	0.77	0.93	0.38	0.37	0.18	0.11	0.81	0.91
MoO ₃	0.03	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02
SnO ₂	0.12	0.00	0.04	0.03	0.03	0.14	0.09	0.02	0.10	0.00	0.00	0.04	0.00	0.04	0.02
Ta ₂ O ₅	0.76	0.60	0.35	0.42	0.39	0.60	0.46	0.43	0.69	0.02	0.00	0.00	0.00	0.37	0.16
WO ₃	73.97	74.94	75.81	74.85	74.85	74.09	74.39	74.59	74.13	76.82	75.77	76.19	76.10	74.83	74.88
Total	98.99	99.29	100.07	96.86	99.21	99.44	98.93	98.65	98.75	100.31	99.24	99.16	98.91	99.12	99.30
Ca	0.001	0.001	0.003	0.002	0.000	0.002	0.001	0.000	0.001	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.000	0.002	0.001	0.000	0.000
Mn	0.567	0.587	0.573	0.580	0.573	0.647	0.644	0.620	0.641	0.842	0.799	0.834	0.839	0.581	0.625
Fe ²⁺	0.424	0.395	0.407	0.398	0.417	0.338	0.335	0.359	0.340	0.135	0.190	0.142	0.139	0.405	0.369
Nb	0.022	0.017	0.016	0.016	0.017	0.031	0.024	0.018	0.021	0.009	0.008	0.004	0.003	0.019	0.021
Mo	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Sn	0.002	0.000	0.001	0.001	0.001	0.003	0.002	0.000	0.002	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000
Ta	0.010	0.008	0.005	0.006	0.005	0.008	0.006	0.006	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.002
W	0.974	0.985	0.988	0.988	0.984	0.988	0.979	0.986	0.978	0.999	0.996	1.003	1.005	0.984	0.982
Total de cátions	2.001	1.992	1.992	1.991	1.988	2.000	1.993	1.991	1.994	1.987	1.995	1.985	1.985	1.995	2.000
W / (W+Nb+Ta)	0.968	0.975	0.979	0.978	0.978	0.961	0.970	0.977	0.969	0.991	0.992	0.996	0.997	0.976	0.977
Fe / (Fe+Mn)	0.428	0.403	0.415	0.407	0.421	0.343	0.343	0.367	0.347	0.138	0.192	0.145	0.142	0.411	0.371
Mn / (Fe+Mn)	0.572	0.597	0.585	0.593	0.579	0.657	0.657	0.633	0.653	0.862	0.808	0.855	0.858	0.589	0.629
(Nb+Ta)	0.032	0.026	0.021	0.022	0.022	0.039	0.031	0.024	0.031	0.009	0.008	0.004	0.003	0.024	0.023

NOTAS: n.a.: não analisado.

Tabela B.6 (Cont.) Análises químicas de volframites do granito de Fonte Santa (amostra FS-01) e fórmulas estruturais calculadas com base em 4 átomos de oxigênio.

	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
CaO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
TiO ₂	0.00	0.08	0.05	0.01	0.00	0.06	0.03	0.02	0.02	0.03	0.00	0.08	0.14	0.01	0.06
MnO	15.55	17.35	17.07	16.38	18.57	16.93	14.22	15.92	14.57	15.72	14.95	20.22	18.60	16.56	20.01
FeO (t)	7.41	6.05	5.94	7.22	4.25	5.14	8.97	7.09	9.24	7.78	7.90	3.71	5.32	6.78	3.34
Nb ₂ O ₅	0.85	0.33	0.39	0.39	0.30	0.48	0.46	0.58	0.38	0.65	0.70	0.29	0.35	0.33	0.02
MoO ₃	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SnO ₂	0.04	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.02	0.00	0.01	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00
Ta ₂ O ₅	0.98	0.00	0.00	0.04	0.02	0.06	0.18	0.18	0.29	0.07	0.27	0.00	0.00	0.07	0.06
WO ₃	73.84	76.21	75.71	75.13	76.32	75.38	75.11	74.95	74.57	74.78	75.26	75.61	75.68	75.52	75.54
Total	98.67	100.08	99.17	99.17	99.46	99.05	99.03	98.79	99.07	99.04	99.12	99.91	100.09	99.27	99.03
Ca	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Ti	0.000	0.003	0.002	0.000	0.000	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.003	0.005	0.000	0.002
Mn	0.672	0.739	0.734	0.704	0.797	0.728	0.612	0.687	0.627	0.676	0.643	0.862	0.791	0.712	0.862
Fe ²⁺	0.316	0.254	0.252	0.306	0.180	0.261	0.381	0.302	0.393	0.330	0.335	0.156	0.223	0.288	0.142
Nb	0.020	0.008	0.009	0.009	0.007	0.011	0.011	0.013	0.009	0.015	0.016	0.007	0.008	0.008	0.000
Mo	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Sn	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Ta	0.014	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.002	0.002	0.004	0.001	0.004	0.000	0.000	0.001	0.001
W	0.976	0.993	0.996	0.988	1.002	0.992	0.990	0.989	0.982	0.984	0.990	0.986	0.985	0.993	0.996
Total de cátions	1.998	1.998	1.993	2.009	1.986	1.996	1.999	1.995	2.016	2.007	1.989	2.014	2.013	2.001	2.004
W / (W+Nb+Ta)	0.967	0.993	0.991	0.990	0.993	0.988	0.987	0.984	0.987	0.984	0.980	0.993	0.992	0.991	0.999
Fe / (Fe+Mn)	0.320	0.256	0.256	0.303	0.184	0.264	0.384	0.305	0.385	0.328	0.343	0.153	0.220	0.288	0.141
Mn / (Fe+Mn)	0.680	0.744	0.744	0.697	0.816	0.736	0.616	0.695	0.615	0.672	0.657	0.847	0.780	0.712	0.859
(Nb+Ta)	0.033	0.008	0.009	0.010	0.007	0.012	0.013	0.016	0.013	0.016	0.020	0.007	0.008	0.009	0.001

NOTAS: n.a.: não analisado.

ANEXO C

Análises químicas de rocha total

Tabela C.1 - Análises químicas de rocha total das amostras do granito de Fonte Santa.

Elementos	FS-01	FS-02	FS-03	FS-04	FS-05	FS-06	FS-07	FS-08	FS-09	FS-10	Média	Desvio-padrão
SiO ₂	75,64	73,38	73,41	73,73	73,96	73,56	74,04	73,95	73,53	74,41	73,96	0,67
Al ₂ O ₃	14,24	15,20	14,71	14,43	15,11	15,06	14,71	14,87	14,95	14,58	14,79	0,31
Fe ₂ O ₃	0,23	0,29	0,31	0,30	0,25	0,42	0,37	0,25	0,42	0,28	0,31	0,07
FeO	0,21	0,28	0,18	0,16	0,12	0,13	0,18	0,18	0,34	0,44	0,22	0,10
MnO	0,04	0,04	0,05	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,01
CaO	0,23	0,33	0,35	0,22	0,32	0,28	0,33	0,25	0,36	0,37	0,30	0,06
MgO	0,04	0,04	0,41	0,08	0,07	0,06	0,06	0,05	0,05	0,01	0,09	0,12
Na ₂ O	4,41	4,37	4,46	4,36	4,40	4,22	3,99	4,31	4,07	4,32	4,29	0,15
K ₂ O	3,42	3,94	4,15	3,51	4,00	4,05	4,12	4,09	4,17	3,73	3,92	0,27
TiO ₂	< 0,04	< 0,04	0,04	< 0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05	< 0,04	0,04	*
P ₂ O ₅	0,22	0,37	0,31	0,24	0,28	0,33	0,36	0,33	0,32	0,38	0,31	0,05
H ₂ O ⁺	0,77	0,79	0,89	0,74	0,88	1,00	1,04	0,83	0,86	0,67	0,85	0,11
H ₂ O ⁻	0,12	0,23	0,15	0,21	0,15	0,25	0,19	0,24	0,19	0,14	0,19	0,05
Total	99,57	99,26	99,42	98,02	99,61	99,44	99,47	99,43	99,36	99,38	99,29	0,46
p. r.	1,04	1,26	1,20	1,92	1,13	1,33	1,29	1,17	1,22	0,97	1,25	0,26
Rb	452	632	491	521	369	549	497	468	520	542	504	69
Sr	19	63	26	21	28	24	27	26	35	86	36	22
Y	< 3	6	7	< 3	5	4	6	4	5	6	5	1
Zr	16	19	24	20	24	24	27	35	24	28	24	5
Nb	20	21	19	22	19	22	21	24	19	20	21	2
Ba	29	30	46	39	36	37	40	41	41	38	38	5
Ta	< 15	< 15	< 15	< 15	< 15	< 15	< 15	< 15	< 15	< 15	*	*
Sn	65	113	53	68	44	63	69	61	59	73	67	18
W	158	< 10	< 10	34	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	96	88
Th	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	*	*
F	760	2670	1020	740	730	770	840	800	1490	1540	1136	619
Li	51	423	93	54	59	67	52	63	250	209	132	124
Cu	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	*	*
Cr	11	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	*	*
Ag	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	*	*
B	< 10	62	< 10	30	26	23	26	24	22	76	36	21
Zn	15	40	13	16	12	20	22	10	29	33	21	10
Sb	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	*	*
Pb	23	22	20	23	17	< 10	20	22	18	< 10	21	2
Ni	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	*	*
V	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	*	*
Be	20	14	14	23	14	10	11	29	12	35	18	8
Mo	3	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	5	7	5	2
As	< 20	< 20	< 20	< 20	28	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	*	*
Co	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	*	*
Cd	1	< 1	< 1	4	2	< 1	1	< 1	< 1	< 1	2	1

NOTAS: elementos maiores expressos em % em peso de óxidos; elementos menores e traço expressos em ppm; (*) - valor indeterminado; p.r. – perda ao rubro, determinada por FRX.

Tabela C.2 - Análises químicas de rocha total das amostras do granito de Bruçó.

Elementos	BR-01	BR-02	BR-03	BR-04	BR-05	BR-06	BR-07	BR-08	BR-09	BR-10
SiO ₂	70,24	70,83	72,04	71,79	71,02	70,05	70,71	71,10	70,23	71,22
Al ₂ O ₃	15,07	15,15	14,68	14,94	14,97	15,15	14,84	14,89	15,11	15,09
Fe ₂ O ₃	0,62	0,56	0,53	0,49	0,55	0,66	0,57	0,61	0,54	0,49
FeO	1,42	1,35	0,96	1,13	1,35	1,45	1,28	1,19	1,41	1,23
MnO	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03
CaO	1,13	1,04	0,90	0,93	1,08	1,20	1,15	1,09	1,14	0,92
MgO	0,79	0,65	0,53	0,51	0,66	0,74	0,82	0,69	0,76	0,58
Na ₂ O	3,43	3,40	3,64	3,62	3,31	3,24	3,40	3,51	3,61	3,20
K ₂ O	5,02	5,04	4,71	4,74	5,02	5,01	4,92	4,95	5,13	5,01
TiO ₂	0,30	0,28	0,22	0,23	0,29	0,31	0,28	0,28	0,28	0,26
P ₂ O ₅	0,31	0,29	0,24	0,29	0,31	0,31	0,30	0,26	0,29	0,28
H ₂ O ⁺	1,09	0,83	0,84	0,64	0,91	0,85	0,67	0,87	1,01	0,99
H ₂ O ⁻	0,13	0,15	0,13	0,17	0,16	0,19	0,21	0,12	0,18	0,18
Total	99,58	99,60	99,45	99,51	99,66	99,20	99,18	99,59	99,72	99,48
p.r.	1,13	0,98	1,00	1,00	1,02	1,16	1,04	0,97	1,10	1,11
Rb	316	306	297	321	312	316	302	293	273	312
Sr	211	194	161	138	181	205	164	184	185	169
Y	10	11	9	11	12	11	11	11	11	11
Zr	95	98	76	80	99	106	92	84	77	86
Nb	10	11	9	12	11	10	11	10	7	11
Ba	596	541	452	372	500	569	450	522	543	487
Ta	< 15	< 15	< 15	< 15	< 15	< 15	< 15	< 15	< 15	< 15
Sn	24	19	23	24	22	21	22	22	18	20
W	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10
Th	13	13	9	9	12	16	11	11	11	11
F	1280	1070	850	1080	1190	1260	1130	970	1250	920
Li	195	177	163	232	190	181	186	163	172	204
Cu	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10
Cr	22	21	14	25	22	23	23	14	24	19
Ag	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2
B	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	18	14	12	12	15
Zn	57	60	49	73	63	66	61	57	55	52
Sb	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20
Pb	42	45	41	37	40	40	34	40	40	35
Ni	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10
V	25	22	16	15	21	24	18	19	24	17
Be	16	12	11	17	16	10	10	11	14	9
Mo	< 2	< 2	2	< 2	< 2	< 2	< 2	2	< 2	4
As	< 20	< 20	< 20	< 20	34	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20
Co	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10
Cd	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1

NOTAS: elementos maiores expressos em % em peso de óxidos; elementos menores e traço expressos em ppm; (*) - valor indeterminado; p.r. – perda ao rubro.

Tabela C.2 (Continuação) - Análises químicas de rocha total do granito de Bruçó.

Elementos	BR-11	BR-12	BR-13	BR-14	BR-15	BR-16	BR-17	Média	Desvio-padrão
SiO ₂	71,27	71,64	70,67	71,27	71,61	71,64	71,43	71,10	0,581
Al ₂ O ₃	14,93	14,73	15,20	15,06	15,31	14,98	14,92	15,00	0,166
Fe ₂ O ₃	0,51	0,47	0,84	0,59	0,57	0,59	0,76	0,59	0,095
FeO	1,20	1,12	1,00	1,16	0,88	0,97	1,09	1,19	0,174
MnO	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,04	0,03	0,004
CaO	1,06	0,89	0,89	1,00	0,75	0,75	0,95	0,99	0,135
MgO	0,61	0,49	0,66	0,62	0,42	0,51	0,65	0,63	0,112
Na ₂ O	3,23	3,64	3,27	3,55	3,41	3,33	3,50	3,43	0,151
K ₂ O	4,97	4,78	5,26	4,88	5,12	5,11	4,71	4,96	0,158
TiO ₂	0,26	0,23	0,27	0,26	0,21	0,23	0,26	0,26	0,029
P ₂ O ₅	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,28	0,27	0,28	0,019
H ₂ O ⁺	1,05	0,96	0,98	0,88	0,91	0,82	0,81	0,89	0,121
H ₂ O ⁻	0,21	0,13	0,20	0,13	0,17	0,25	0,19	0,17	0,036
Total	99,60	99,38	99,54	99,70	99,65	99,49	99,58	99,52	0,155
p.r.	1,01	1,08	1,17	0,98	1,17	1,21	1,08	1,07	0,08
Rb	285	308	291	301	315	311	297	303	13
Sr	168	134	207	170	137	140	167	171	25
Y	13	11	8	7	6	9	9	10	2
Zr	90	78	87	105	70	79	82	87	11
Nb	10	11	9	10	10	11	9	10	1
Ba	472	365	635	481	426	418	431	486	75
Ta	< 15	< 15	< 15	< 15	< 15	< 15	< 15	*	*
Sn	19	22	21	23	21	24	21	22	2
W	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	*	*
Th	10	8	12	11	7	7	10	11	2
F	1050	1040	830	1080	830	930	870	1037	152
Li	163	190	146	177	193	142	131	177	25
Cu	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	*	*
Cr	21	22	< 10	12	< 10	12	< 10	20	5
Ag	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	*	*
B	12	13	< 10	23	20	34	19	17	7
Zn	59	54	64	60	62	56	75	60	7
Sb	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	*	*
Pb	35	32	25	46	34	40	20	37	7
Ni	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	*	*
V	17	13	13	19	12	14	< 10	18	4
Be	8	13	8	16	9	12	11	12	3
Mo	< 2	4	17	14	< 2	< 2	8	7	6
As	< 20	< 20	53	20	< 20	< 20	< 20	36	17
Co	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	*	*
Cd	< 1	< 1	1	1	2	< 1	< 1	1	1

NOTAS: elementos maiores expressos em % em peso de óxidos; elementos menores e traço expressos em ppm; (*) - valor indeterminado; p.r. - perda ao rubro.

Tabela C.3 Parâmetros químico-mineralógicos de DEBON e LE FORT (1988) e outras relações geoquímicas, calculados nas amostras do granito de Fonte Santa.

Parâmetros geoquímicos	FS-01	FS-02	FS-03	FS-04	FS-05	FS-06	FS-07	FS-08	FS-09	FS-10
Si	1259	1222	1222	1228	1231	1225	1233	1231	1224	1239
Al	279	298	289	283	296	295	289	292	293	286
Fe ³⁺ (Fe ₂ O ₃ t)	6	8	6	6	5	7	7	6	10	10
Mn	1	1	1	1	0	1	1	1	1	1
Ca	4	6	6	4	6	5	6	4	6	7
Mg	1	1	10	2	2	1	1	1	1	0
Na	142	141	144	141	142	136	129	139	131	139
K	73	84	88	75	85	86	87	87	89	79
Ti	0	0	1	0	1	1	1	1	1	0
Q=Si/3-(K+Na+2Ca/3)	202	179	171	191	180	183	191	182	184	190
P=K-(Na+Ca)	-74	-63	-62	-70	-63	-55	-47	-57	-49	-67
A=Al-(K+Na+2Ca)	56	62	44	60	58	63	61	57	61	54
B=Fe+Mg+Ti	7	9	17	8	7	9	9	7	12	10
F=555-(Q+B)	346	368	367	356	368	363	355	366	359	355
Na+K	215	225	232	215	227	222	216	226	220	219
K/(Na+K)	0,3380	0,3724	0,3798	0,3464	0,3744	0,3872	0,4047	0,3845	0,4028	0,3624
Mg/(Fe+Mg)	0,1469	0,1166	0,6142	0,2482	0,2673	0,1750	0,1725	0,1804	0,1101	0,0251
% Quartzo (=Q/5,55)	36,4	32,2	30,9	34,5	32,4	32,9	34,4	32,7	33,1	34,2
% Minerais máficos (=B/5,55)	1,2	1,5	3,1	1,4	1,3	1,6	1,6	1,3	2,1	1,8
Feldsp. + Mosc. (=F/5,55)	62,4	66,3	66,1	64,1	66,3	65,4	64,0	66,0	64,7	64,0
A/CNK	1,25	1,26	1,18	1,27	1,24	1,27	1,27	1,24	1,26	1,23
A/NK	1,30	1,33	1,24	1,32	1,31	1,33	1,33	1,29	1,33	1,31
K/Rb	62,81	51,75	70,17	55,93	89,99	61,24	68,82	72,55	66,57	57,13
Ba/Rb	0,06	0,05	0,09	0,07	0,10	0,07	0,08	0,09	0,08	0,07
Mg/Li	4,73	0,57	26,59	8,93	7,15	5,40	6,96	4,79	1,21	0,29
Mg/Ti	*	*	10,31	*	1,76	1,51	1,51	1,26	1,01	*
Na/K	1,15	0,99	0,96	1,11	0,98	0,93	0,87	0,94	0,87	1,04
K ₂ O/Na ₂ O	0,78	0,90	0,93	0,81	0,91	0,96	1,03	0,95	1,02	0,86
Rb/Sr	23,79	10,03	18,88	24,81	13,18	22,88	18,41	18,00	14,86	6,30
Fe ₂ O ₃ /FeO	1,08	1,03	1,72	1,89	2,06	3,20	2,06	1,39	1,24	0,64
Fe ₂ O ₃ /(Fe ₂ O ₃ + FeO)	0,52	0,51	0,63	0,65	0,67	0,76	0,67	0,58	0,55	0,39
Fe ³⁺ / (Fe ²⁺ + Fe ³⁺)	0,49	0,48	0,61	0,63	0,65	0,74	0,65	0,56	0,53	0,36
Fe ³⁺ /Fe ²⁺	0,59	0,56	0,94	1,03	1,12	1,74	1,12	0,76	0,68	0,35
Na ₂ O+K ₂ O	7,83	8,31	8,61	7,87	8,40	8,27	8,11	8,40	8,24	8,05
Na ₂ O/K ₂ O	1,29	1,11	1,07	1,24	1,10	1,04	0,97	1,05	0,98	1,16

(*) – valor indeterminado.

Tabela C.4 Parâmetros químico-mineralógicos de DEBON e LE FORT (1988) e outras relações geoquímicas, calculados nas amostras do granito de Bruçó.

Parâmetros geoquímicos	BR-01	BR-02	BR-03	BR-04	BR-05	BR-06	BR-07	BR-08	BR-09	BR-10
Si	1169	1179	1199	1195	1182	1166	1177	1184	1169	1186
Al	296	297	288	293	294	297	291	292	296	296
Fe ³⁺ (Fe ₂ O ₃ t)	28	26	20	22	26	28	25	24	26	23
Mn	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0
Ca	20	19	16	17	19	21	21	19	20	16
Mg	20	16	13	13	16	18	20	17	19	14
Na	111	110	117	117	107	105	110	113	116	103
K	107	107	100	101	107	106	104	105	109	106
Ti	4	4	3	3	4	4	4	4	4	3
Q=Si/3-(K+Na+2Ca/3)	159	164	172	170	168	164	165	163	151	175
P=K-(Na+Ca)	-24	-21	-33	-33	-19	-20	-26	-28	-28	-13
A=Al-(K+Na+2Ca)	38	43	38	43	42	44	36	35	30	54
B=Fe+Mg+Ti	51	45	36	37	46	51	49	45	49	41
F=555-(Q+B)	345	346	347	348	341	341	342	347	355	339
Na+K	217	217	217	217	213	211	214	218	225	210
K/(Na+K)	0,4907	0,4939	0,4600	0,4629	0,4996	0,5044	0,4878	0,4814	0,4833	0,5075
Mg/(Fe+Mg)	0,4156	0,3846	0,3961	0,3659	0,3893	0,3923	0,4494	0,4145	0,4163	0,3818
% Quartzo (=Q/5,55)	28,7	29,6	30,9	30,6	30,3	29,5	29,7	29,4	27,2	31,5
% Minerais máficos (=B/5,55)	9,2	8,2	6,5	6,7	8,2	9,1	8,8	8,1	8,8	7,4
Feldsp. + Mosc. (=F/5,55)	62,2	62,3	62,6	62,6	61,5	61,4	61,6	62,5	64,0	61,1
A/CNK	1,15	1,17	1,15	1,17	1,17	1,17	1,14	1,14	1,11	1,22
A/NK	1,36	1,37	1,32	1,35	1,38	1,41	1,36	1,34	1,31	1,41
K/Rb	132	137	132	123	134	132	135	140	156	133
Ba/Rb	1,89	1,77	1,52	1,16	1,60	1,80	1,49	1,78	1,99	1,56
Mg/Li	24	22	20	13	21	25	27	26	27	17
Mg/Ti	2,65	2,34	2,42	2,23	2,29	2,40	2,95	2,48	2,73	2,24
Na/K	0,61	0,60	0,69	0,68	0,59	0,58	0,62	0,63	0,63	0,57
K ₂ O/Na ₂ O	1,46	1,48	1,29	1,31	1,52	1,55	1,45	1,41	1,42	1,57
Rb/Sr	1,50	1,58	1,84	2,33	1,72	1,54	1,84	1,59	1,48	1,85
Fe ₂ O ₃ /FeO	0,44	0,41	0,56	0,44	0,41	0,45	0,44	0,51	0,39	0,40
Fe ₂ O ₃ /(Fe ₂ O ₃ + FeO)	0,30	0,29	0,36	0,30	0,29	0,31	0,31	0,34	0,28	0,29
Fe ³⁺ / (Fe ²⁺ + Fe ³⁺)	0,28	0,27	0,33	0,28	0,27	0,29	0,29	0,31	0,26	0,27
Fe ³⁺ /Fe ²⁺	0,24	0,23	0,30	0,24	0,22	0,25	0,24	0,28	0,21	0,22
Na ₂ O+K ₂ O	8,45	8,44	8,35	8,36	8,33	8,25	8,32	8,46	8,74	8,21
Na ₂ O/K ₂ O	0,68	0,67	0,77	0,76	0,66	0,65	0,69	0,71	0,70	0,64

(*) – valor indeterminado.

Tabela C.4 (Continuação) Parâmetros químico-mineralógicos de DEBON e LE FORT (1988) e outras relações geoquímicas, calculados nas amostras do granito de Bruçó.

Parâmetros	BR-11	BR-12	BR-13	BR-14	BR-15	BR-16	BR-17	AP-01
Si	1187	1193	1177	1187	1192	1193	1189	1234
Al	293	289	298	295	300	294	293	287
Fe ³⁺ (Fe ₂ O ₃ t)	23	21	24	24	19	21	25	8
Mn	0	0	0	0	0	0	1	1
Ca	19	16	16	18	13	13	17	6
Mg	15	12	16	15	10	13	16	1
Na	104	117	105	115	110	107	113	172
K	106	101	112	104	109	109	100	75
Ti	3	3	3	3	3	3	3	*
Q=Si/3-(K+Na+2Ca/3)	173	168	164	166	170	173	172	161
P=K-(Na+Ca)	-18	-32	-10	-29	-15	-12	-30	-104
A=Al-(K+Na+2Ca)	45	38	49	42	55	51	46	28
B=Fe+Mg+Ti	41	36	44	42	32	36	44	9
F=555-(Q+B)	340	350	346	347	353	346	339	385
Na+K	210	219	217	218	219	216	213	247
K/(Na+K)	0,5032	0,4636	0,5143	0,4750	0,4971	0,5025	0,4697	0,3020
Mg/(Fe+Mg)	0,3963	0,3620	0,4013	0,3951	0,3492	0,3769	0,3952	0,1072
% Quartzo (=Q/5,55)	31,2	30,3	29,6	29,8	30,6	31,1	31,0	28,9
% Minerais máficos (=B/5,55)	7,5	6,6	8,0	7,6	5,8	6,6	7,9	1,7
Feldsp. + Mosc. (=F/5,55)	61,3	63,1	62,4	62,6	63,6	62,3	61,0	69,4
A/CNK	1,18	1,15	1,20	1,16	1,22	1,21	1,19	1,18
A/NK	1,40	1,32	1,37	1,35	1,37	1,36	1,37	1,40
K/Rb	145	129	150	135	135	136	132	145
Ba/Rb	1,66	1,19	2,18	1,60	1,35	1,34	1,45	1,66
Mg/Li	23	16	27	21	13	22	30	23
Mg/Ti	2,36	2,14	2,46	2,40	2,01	2,23	2,51	2,36
Na/K	0,58	0,68	0,56	0,65	0,60	0,58	0,66	0,58
K ₂ O/Na ₂ O	1,54	1,31	1,61	1,37	1,50	1,53	1,35	1,54
Rb/Sr	1,70	2,30	1,41	1,77	2,30	2,22	1,78	1,70
Fe ₂ O ₃ /FeO	0,42	0,42	0,84	0,51	0,65	0,61	0,70	0,42
Fe ₂ O ₃ /(Fe ₂ O ₃ + FeO)	0,30	0,29	0,46	0,34	0,39	0,38	0,41	0,30
Fe ³⁺ / (Fe ²⁺ + Fe ³⁺)	0,28	0,27	0,43	0,31	0,37	0,35	0,39	0,28
Fe ³⁺ /Fe ²⁺	0,23	0,23	0,46	0,28	0,35	0,33	0,38	0,23
Na ₂ O+K ₂ O	8,20	8,42	8,53	8,43	8,53	8,44	8,21	8,20
Na ₂ O/K ₂ O	0,65	0,76	0,62	0,73	0,67	0,65	0,74	0,65

(*) – valor indeterminado.

Tabela C.5 Análises químicas de elementos das TR, Y, Th e U, de amostras seleccionadas dos granitos de Bruço e Fonte Santa (valores em ppm).

Terras raras	GRANITO DE BRUÇO				GRANITO DE FONTE SANTA			
	BR-03	BR-06	BR-15	MÉDIA	FS-01	FS-02	FS-10	MÉDIA
La	28,40	44,10	24,80	32,43	1,70	2,20	2,00	1,97
Ce	56,30	82,70	47,70	62,23	3,20	3,80	3,60	3,53
Pr	6,20	9,30	5,20	6,90	0,40	0,50	0,50	0,47
Nd	23,00	35,10	19,20	25,77	1,50	1,90	2,10	1,83
Sm	4,30	6,00	3,60	4,63	0,20	0,40	0,40	0,33
Eu	0,70	0,90	0,60	0,73	< 0,1	< 0,1	< 0,1	*
Gd	2,70	3,60	2,70	3,00	0,30	0,40	0,50	0,40
Tb	0,30	0,50	0,40	0,40	< 0,1	< 0,1	0,10	0,10
Dy	1,50	2,30	1,70	1,83	0,30	0,50	0,60	0,47
Ho	0,30	0,30	0,30	0,30	< 0,1	0,10	0,10	0,10
Er	0,60	0,80	0,70	0,70	0,20	0,30	0,40	0,30
Tm	< 0,1	0,10	< 0,1	0,10	< 0,1	< 0,1	< 0,1	*
Yb	0,50	0,60	0,50	0,53	0,20	0,30	0,30	0,27
Lu	< 0,1	0,10	< 0,1	0,10	< 0,1	< 0,1	< 0,1	*
Σ TR	124,8	186,4	107,4	139,5	8,0	10,4	10,6	9,7
Σ TR leves	118,2	177,2	100,5	132,0	7,0	8,8	8,6	8,1
Σ TR pesadas	5,9	8,3	6,3	6,8	1,0	1,6	2,0	1,5
Y	17,4	16,1	10,4	14,6	6,9	6,2	7,8	7,0
U	3,1	3,5	6,4	4,3	6,5	6,8	3,5	5,6
Th	9,3	13,2	8,0	10,2	0,7	0,7	0,7	0,7
VALORES NORMALIZADOS:								
La _N	77,4	120,2	67,6	88,4	4,6	6,0	5,4	5,4
Ce _N	58,8	86,4	49,8	65,0	3,3	4,0	3,8	3,7
Pr _N	45,3	67,9	38,0	50,4	2,9	3,6	3,6	3,4
Nd _N	32,3	49,4	27,0	36,2	2,1	2,7	3,0	2,6
Sm _N	18,6	26,0	15,6	20,1	0,9	1,7	1,7	1,4
Eu _N	8,0	10,3	6,9	8,4	*	*	*	*
Gd _N	8,8	11,8	8,8	9,8	1,0	1,3	1,6	1,3
Tb _N	5,2	8,6	6,9	6,9	*	*	1,7	*
Dy _N	3,9	6,0	4,5	4,8	0,8	1,3	1,6	1,2
Ho _N	3,5	3,5	3,5	3,5	*	1,2	1,2	*
Er _N	2,4	3,2	2,8	2,8	0,8	1,2	1,6	1,2
Tm _N	*	2,8	*	*	*	*	*	*
Yb _N	2,0	2,4	2,0	2,2	0,8	1,2	1,2	1,1
Lu _N	*	2,6	*	*	*	*	*	*
(La/Yb) _N	38,4	49,7	33,5	40,5	5,7	5,0	4,5	5,1
(La/Sm) _N	4,2	4,6	4,3	4,4	5,4	3,5	3,1	4,0
(Gd/Yb) _N	4,4	4,9	4,4	4,5	1,2	1,1	1,4	1,2

Normalização relativamente à composição média de condritos C, utilizando os valores de TAYLOR e MCLENNAN (1985) [in ROLLINSON, 1983]; (*) – valor indeterminado.

Tabela C.6 Norma CIPW das amostras do granito de Bruçó.

	BR-01	BR-02	BR-03	BR-04	BR-05	BR-06	BR-07	BR-08	BR-09	BR-10
Quartzo	27,99	28,99	30,76	30,38	29,75	28,92	29,02	28,88	26,37	31,18
Corindo	2,63	2,86	2,50	2,81	2,82	2,92	2,50	2,35	2,18	3,37
Ortoclase	30,19	30,23	28,29	28,41	30,12	30,19	29,60	29,69	30,80	30,14
Albite	29,47	29,14	31,24	31,00	28,37	27,90	29,23	30,09	30,97	27,51
Anortite	3,85	3,51	3,11	2,95	3,59	4,21	4,02	3,94	4,02	2,97
Hiperstena	3,69	3,28	2,38	2,65	3,29	3,59	3,58	3,04	3,69	2,98
Enstatite	2,01	1,65	1,35	1,29	1,67	1,88	2,09	1,75	1,93	1,47
Ferrosilite	1,68	1,63	1,03	1,36	1,62	1,71	1,5	1,29	1,76	1,50
Magnetite	0,91	0,82	0,78	0,72	0,81	0,97	0,84	0,90	0,79	0,72
Hematite	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ilmenite	0,58	0,54	0,42	0,44	0,56	0,6	0,54	0,54	0,54	0,50
Apatite	0,69	0,64	0,53	0,64	0,69	0,69	0,67	0,58	0,64	0,62
	BR-11	BR-12	BR-13	BR-14	BR-15	BR-16	BR-17	Média	Desvio-padrão	
Quartzo	30,85	30,15	29,47	29,39	30,71	31,12	30,72	29,69	1,27	
Corindo	2,92	2,56	3,12	2,72	3,41	3,25	2,94	2,82	0,35	
Ortoclase	29,89	28,77	31,63	29,25	30,72	30,71	28,26	29,82	0,96	
Albite	27,76	31,3	28,1	30,4	29,24	28,6	30,01	29,43	1,27	
Anortite	3,74	2,88	2,88	3,42	2,17	2,11	3,18	3,33	0,62	
Hiperstena	2,98	2,61	2,44	2,85	1,91	2,28	2,68	2,94	0,53	
Enstatite	1,55	1,25	1,68	1,57	1,07	1,3	1,65	1,60	0,29	
Ferrosilite	1,43	1,37	0,76	1,28	0,85	0,98	1,03	1,34	0,31	
Magnetite	0,75	0,69	1,24	0,87	0,84	0,87	1,12	0,86	0,14	
Hematite	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Ilmenite	0,50	0,44	0,52	0,5	0,4	0,44	0,50	0,50	0,06	
Apatite	0,60	0,60	0,60	0,60	0,60	0,62	0,60	0,62	0,04	

Tabela C.7 Norma CIPW das amostras do granito de Fonte Santa.

	FS-01	FS-02	FS-03	FS-04	FS-05	FS-06	FS-07	FS-08	FS-09	FS-10	Média	Desvio-padrão
Quartzo	36,75	32,56	30,71	35,36	32,77	33,46	34,9	33,13	33,53	34,42	33,76	1,68
Corindo	2,89	3,19	2,27	3,14	2,99	3,27	3,13	2,93	3,13	2,79	2,97	0,29
Ortoclase	20,50	23,72	24,95	21,39	24,00	24,40	24,81	24,6	25,09	22,38	23,58	1,61
Albite	37,77	37,60	38,31	37,96	37,72	36,32	34,33	37,03	34,99	37,04	36,91	1,32
Anortite	1,16	1,67	1,77	1,13	1,61	1,42	1,67	1,26	1,82	1,86	1,54	0,27
Hiperstena	0,37	0,46	1,14	0,33	0,18	0,15	0,19	0,26	0,4	0,70	0,42	0,30
Enstatite	0,10	0,10	1,04	0,21	0,18	0,15	0,15	0,13	0,13	0,03	0,22	0,29
Ferrosilite	0,27	0,35	0,10	0,12	0,00	0,00	0,03	0,13	0,27	0,68	0,20	0,21
Magnetite	0,34	0,43	0,46	0,45	0,37	0,44	0,55	0,37	0,62	0,41	0,44	0,09
Hematite	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04
Ilmenite	0,00	0,00	0,08	0,00	0,08	0,08	0,08	0,08	0,10	0,00	0,05	0,04
Apatite	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00