

Universidade de Évora



# Geoquímica elementar e isotópica (He e Ne) das lavas máficas da ilha Terceira: evidências para uma origem profunda da pluma dos Açores

UNIVERSIDADE DE EVORA	
Departamento de Geologia	N.º 1652
27.3.06	
Dulce	P. G.

Pedro Miguel Ferreira Cardoso Madureira



169415

**ORIENTADOR: Professor Doutor João Manuel Lima da Silva Mata**  
Universidade de Lisboa

**CO-ORIENTADORA: Professora Doutora Maria Gabriela Pereira da Silva Queiroz**  
Universidade dos Açores

Esta tese não inclui as críticas e sugestões feitas pelo júri.

## Agradecimentos

---

Na sequência da, felizmente, enorme lista de agradecimentos que tenho para fazer, começo necessariamente pelo meu orientador, Prof. Doutor João Mata. O reconhecimento que tenho ao meu orientador não se resume ao facto de ter aceite prontamente a responsabilidade de orientar o trabalho agora apresentado e de ter estado sempre (literalmente!) disponível para tal. Mais do que isso, os seus desafios foram sempre uma fonte de inspiração e de motivação e os seus alertas decisivos para por termo a esta tarefa num prazo razoável. Para além do Professor, expresso também o meu reconhecimento ao João pelas inúmeras manifestações de amizade que tem demonstrado desde que começámos a trabalhar em conjunto. Agradeço igualmente à Prof<sup>a</sup>. Doutora Gabriela Queiroz que, como co-orientadora, me apresentou as principais formações vulcânicas da ilha Terceira, transmitindo-me os conceitos fundamentais de campo que me permitiram olhar para os depósitos vulcânicos com outros “olhos”.

Fundamental e decisivo quer para a prossecução desta tese quer para as conclusões que aqui se apresentam, foram as duas temporadas (cinco meses no total) que passei em Paris no Laboratório de *Géochimie et Cosmochimie* do *Institut de Physique du Globe* sob a supervisão do Prof. Doutor Manuel Moreira. A sua atenção e dedicação foram inexcusáveis e a ele devo tudo o que aprendi sobre gases nobres, bem como sobre inúmeros aspectos da vida e cultura Parisienses.... A forma como me orientou no trabalho e a sua abertura para discutir os problemas relacionados com os resultados que íamos obtendo foram verdadeiramente enriquecedores. Ao então Director do Instituto, Prof. Doutor Claude Allègre apresento o meu sincero reconhecimento pela forma acolhedora com que me recebeu. Tenho ainda um agradecimento a fazer ao Engenheiro André Lecomte, bem como à Anne Perron, Sonia Doucet e Aude Raquin por todo o apoio que me ofereceram durante as várias etapas do procedimento laboratorial. Aos restantes estudantes de pós-graduação que conheci no IPGP agradeço o estímulo que resultou da troca de impressões e de experiências que fomos mantendo.

Exprimo também aqui publicamente (porque em privado já o fiz inúmeras vezes...) um agradecimento ao meu amigo Nuno Lourenço. Se não fosse ele a colocar-me na

---

“rota dos Açores” este trabalho não existiria. Enfim, com o Nuno mantive muitas horas de discussão sobre os Açores que permitiram que tivesse uma visão bastante mais acertada sobre a sua evolução. Para além disso, o facto de estarmos no mesmo “barco” (curiosamente o barco foi a única coisa que nos faltou...) serviu para aprofundarmos, ainda mais, uma cumplicidade que se vai tornando longa. Remeto ainda um agradecimento especial ao Pedro Silva pela amizade, partilha de conhecimentos, enorme boa disposição e capacidade de trabalho. Com o Pedro tive o privilégio de partilhar alguns dos melhores momentos que tive em Paris. Ao Prof. Doutor Fernando Ornelas, com quem estabeleci uma relação próxima durante a realização deste trabalho, pelas sempre estimulantes discussões que mantivemos no campo; ao Fernando devo também parte da amostragem que realizei na ilha Terceira. Ao Prof. Doutor João Gaspar e à Prof<sup>a</sup>. Doutora Teresa Ferreira por me terem acompanhado durante a minha primeira visita à ilha Terceira, ensinando-me a “ler” as informações contidas nos depósitos vulcânicos da Ilha Terceira. Ao Prof. Doutor Miguel Miranda pela forma como me acolheu no projecto STAMINA do qual foi o principal responsável.

Ao corpo Docente e ao Secretariado do Departamento de Geociências da Universidade de Évora, agradeço todo o apoio que me foi sendo dado ao longo destes últimos 4 anos. Em particular, aos meus colegas de “GDA” (Carlos Ribeiro, José Mirão, Jorge Pedro, José Carrilho, Pedro Nogueira e... bem, a pessoa que falta terei oportunidade de referir mais adiante) que se organizaram de modo a que me pudesse ausentar durante o período em que permaneci em Paris, bem como durante este último mês e meio de escrita desenfreada. Ao Zé Mirão e ao Calex “devo” ainda inúmeras horas de discussões, sessões de dúvidas, desabafos e graçolas, bem como a revisão cuidada do manuscrito que agora se apresenta. Uma palavra de sentido reconhecimento quero também dirigir à actual presidente do Departamento de Geociências, Prof<sup>a</sup>. Doutora Ausenda Balbino, por todo o empenho e preocupação que demonstrou para que esta tese fosse concluída atempadamente. De resto, a sua determinação tem servido como incentivo e exemplo a seguir.

Agradeço à Prof<sup>a</sup>. Doutora Teresa Palácios, bem como ao Centro de Geologia da Universidade de Lisboa, por me terem facultado o acesso ao Laboratório de Microsonda Electrónica e à Prof<sup>a</sup>. Doutora Lúcia Martins e ao Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências de Lisboa a disponibilidade que manifestaram

---

para que pudesse utilizar o Laboratório de Preparação de Amostras. Uma nota de apreço dirijo igualmente ao Sr. Chaveiro e ao Sr. Alberto Verde por todo o apoio cedido durante a minha permanência nos referidos laboratórios.

No processo de desagregação das amostras beneficiei da enorme ajuda da Patrícia Conceição e da Raquel. Na fase da separação e tratamento dos cristais de olivina foi determinante a paciência e a habitual dedicação da Sandra do Laboratório de Geociências da Universidade de Évora.

A todos os meus amigos dedico parte deste trabalho. Não tanto pelo que eles me deram a mim (o que seria já suficiente!), mas pela menor atenção que lhes devotei durante algumas fases do trabalho. Não os posso citar aqui a todos, mas estou certo que todos reconhecerão a minha amizade. Quero, contudo, fazer aqui duas notas: uma, dirigida ao grupo que vejo uma vez por semana nas danças Europeias. De facto, ao longo destes últimos meses, o serão de 4ª feira constituiu uma verdadeira “lufada de ar fresco” com a quebra das amarras à Geologia. A segunda nota serve para aqui expressar a minha gratidão à Kátia e ao Pedro Marques por toda a ajuda que me têm prestado, bem como à Patrícia e ao Tiago. Não há fogo nesta casa que eles não consigam apagar!

E pronto, chega-se assim ao “núcleo” familiar, a quem devo a restante parte desta dissertação. Aos meus pais “basta-me” agradecer tudo. Estando longe, só não ajudam mais quando não podem! À Marília e ao Fernando as palavras serão sempre poucas para lhes agradecer todo o apoio prestado... À Marília devo muitos serões passados em frente a um écran de computador a introduzir bibliografia e a arranjar tabelas estranhas para preencher anexos. Finalmente a Patrícia e o Tiago! A eles “apenas” presto a minha homenagem. À Patrícia, pela paciência para me aturar as várias crises existenciais (ainda que essas, devolvarei em breve...), pela sabedoria e pelo amor que se manifestou naquela coisinha mais linda do mundo que se chama Tiago! A ele só daqui a uns anos lhe poderei explicar como me ajudou...



---

## **Financiamento**

---

Este trabalho foi financiado pelo projecto STAMINA (PDCTM1999MAR15255 – *Study of the Tectonic And Magmatic Interplay in the Azores*), pelo Centro de Geofísica de Évora e pelo Centro de Geologia da Universidade de Lisboa. Durante a permanência em Paris, o signatário da presente dissertação beneficiou de uma bolsa cedida pelo Conselho de Reitores das Universidades Portuguesas (CRUP) ao abrigo das Acções Integradas Luso-Francesas.

---

## Resumo

---

A ilha Terceira é parte integrante do Arquipélago dos Açores e situa-se sobre a fronteira entre as placas litosféricas NUBIA e Euro-Asiática interpretada como uma crista de expansão oceânica (Rifte da Terceira). As lavas que afloram à superfície variam desde os termos basálticos a riolíticos ( $\text{SiO}_2$  entre 47 e 70%), encontrando-se as lavas máficas associadas a três sistemas vulcânicos principais: Cinco Picos, Santa Bárbara e Fissural, sendo estes dois últimos considerados como presentemente activos. A maioria das lavas máficas projecta-se, no diagrama TAS, acima das divisórias propostas para a distinção entre magmas alcalinos e sub-alcalinos. No entanto, o facto de serem simultaneamente caracterizadas pela presença de olivina e hiperstena normativas, confere-lhes um carácter transicional que se encontra também expresso nos valores da razão Y/Nb (1 a 1.48).

Diferentes graus de evolução magmática encontram-se associados a cada um dos sistemas vulcânicos: o sistema Fissural engloba o conjunto das lavas da ilha Terceira com características mais primitivas (por vezes com  $\text{Ni} \geq 270$  ppm;  $\text{Mg\#} \geq 72$ ), enquanto que a série vulcânica de Santa Bárbara apresenta um espectro composicional significativamente mais evoluído que se estende desde os termos basálticos até aos benmoreítos. O conjunto das lavas associadas ao sistema vulcânico dos Cinco Picos apresenta características intermédias entre aqueles dois extremos. A diversidade composicional intra-sistema pode ser justificada pela ocorrência de processos de cristalização fraccionada. Para o conjunto de lavas associado ao sistema vulcânico Fissural, a percentagem de fraccionação foi estimada em cerca de 59%, envolvendo olivina (~45%), clinopiroxena (~50%) e plagioclase (~5%). Um valor semelhante foi obtido para o sistema vulcânico de Santa Bárbara (F~47%), associado à fraccionação de clinopiroxena (~50%), plagioclase (~40%) e óxidos de Fe e Ti (~10%).

A temperatura e pressão a que se terá iniciado a cristalização dos magmas durante a sua ascensão para a superfície, foram estimadas a partir da análise de fenocristais de olivina e clinopiroxena em equilíbrio com a composição expressa pela análise de rocha total. Os resultados obtidos sugerem que o início da cristalização dos magmas associados ao sistema vulcânico Fissural ocorra em domínios mantélicos situados

---

entre 15 e 30 km de profundidade. Para o sistema vulcânico de Santa Bárbara, os dados são compatíveis com a instalação de câmara(s) magmática(s) a profundidades entre 8 e 15 km, ou seja, na transição crosta-manto. A crosta poderá, assim, ter actuado como um filtro de densidade que terá impedido a ascensão de magmas primários para a superfície que, no caso do sistema vulcânico Fissural, terá sido facilitada pelo regime de tensão imposto pelo desenvolvimento do Rifte da Terceira com o qual se encontra associado.

A percentagem de fusão parcial foi estimada a partir das lavas mais primitivas associadas ao sistema vulcânico Fissural, tendo-se obtido valores variáveis entre 5 e 12%. Os dados de geoquímica elementar comprovam a existência de heterogeneidades da fonte mantélica, permitindo reconhecer uma assinatura HIMU nas lavas associadas ao sistema vulcânico de Santa Bárbara e a influência de componentes EM nas lavas associadas ao sistema Fissural. Para o sistema vulcânico dos Cinco Picos é possível reconhecer uma assinatura intermédia entre os extremos definidos pelos sistemas Fissural e de Santa Bárbara. A julgar pelos dados isotópicos de He e Ne obtidos, a presença do Componente DMM assume um carácter predominante.

A temperatura estimada para a extracção magmática indica a existência de excessos de temperatura ( $\Delta T = 100-170$  °C) relativamente à temperatura que normalmente caracteriza a astenosfera (1280 °C), os quais suportam a presença de uma pluma mantélica nos Açores. O enriquecimento em elementos incompatíveis e, em particular, o carácter fraccionado obtido para o perfil das terras raras  $[(La/Yb)_n = 7.4-11.3]$  das lavas da ilha Terceira aponta para a presença de granada na fonte mantélica. As profundidades estimadas para a extracção magmática com base nos elementos maiores fornecem, contudo, valores entre 50 e 65 km de acordo com a zona de estabilidade da espinela. Esta discrepância pode ser justificada pela proximidade da ilha Terceira à crista média Atlântica e, conseqüentemente, pela reduzida espessura da litosfera (provavelmente inferior a 50 km) que suporta o edifício insular. Assim, ainda que a fusão parcial da pluma mantélica se tenha iniciado na zona de estabilidade da granada (a profundidades superiores a 75 km), a reduzida espessura da litosfera possibilitou que a fusão tivesse continuado até profundidades caracterizadas pela presença de espinela.

As assinaturas isotópicas de He e Ne obtidas para as lavas da ilha Terceira, permitem validar o modelo de pluma mantélica aplicado ao *hotspot* dos Açores. Ainda que as razões isotópicas  $^4\text{He}/^3\text{He}$  apresentem, frequentemente, valores próximos do limite inferior normalmente admitido para os MORB (80000-10000), por vezes obtêm-se valores claramente abaixo daquele limite ( $^4\text{He}/^3\text{He} \leq 65500$ ). A contribuição de um reservatório mantélico de características relativamente primitivas (normalmente interpretado como representativo do manto inferior) é, contudo, inequivocamente demonstrada pelas assinaturas isotópicas de Ne obtidas pela primeira vez para o arquipélago [ $(^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne})_{\text{corr}} = 0.052$ ]. As características isotópicas de He e Ne foram interpretadas de acordo com um modelo de mistura entre um componente pluma e um componente do tipo MORB. Os resultados apresentados permitiram enfatizar a maior eficácia das assinaturas de Ne, relativamente às de He, na identificação de componentes de assinatura “primitiva” em situações de mistura dominadas por um componente do tipo MORB.

Palavras-chave: Açores, gases nobres, pluma mantélica, fusão parcial, cristalização fraccionada.

---

## Abstract

---

The Terceira Island belongs to the Azores archipelago and is located on the lithospheric plate boundary interpreted as an oceanic rift (Terceira rift) that separates the Nubia and the Eurasia plates. The exposed lavas range in composition from basalts to rhyolites terms ( $\text{SiO}_2$  between 47 and 70%). The mafic lavas are related to three main volcanic systems: Cinco Picos, Santa Bárbara and Fissural, the last two being presently active. In the TAS diagram the mafic lavas plot in the alkaline magmas field. Nevertheless, the presence of normative olivine and hypersthene allowed the classification of these magmas as transitional that is also supported by the Y/Nb ratio (1-1.48).

Each volcanic system presents a different degree of magmatic evolution: the Fissural system contains the more primitive set of lavas (Ni and Mg# up to 270 ppm and 72 respectively) while the Santa Bárbara system exhibits a more evolved compositional spectrum, varying between the basalts and the benmoreites. The lavas from Cinco Picos have intermediate characteristics between these two extremes. The compositional diversity within each system may be related to the occurrence of fractional crystallization processes. For the lavas of the Fissural volcanic system the amount of fractionation was estimated to be around 59% with the participation of olivine (~45%), clinopyroxene (~50%) and plagioclase (~5%). Similar values were obtained to the volcanic system of Santa Bárbara (F~47%) related to the fractionation of clinopyroxene (~50%), plagioclase (~40%) and Fe-Ti oxides (~10%).

The temperature and pressure at the beginning of the magma crystallization were calculated from the analysis of olivine and clinopyroxene phenocrysts in equilibrium with the whole-rock composition. The results for the Fissural system suggest that the first stages of crystallization occurred in the mantle between 15 and 30 km depth. For the Santa Bárbara volcanic system the data are compatible with the installation of magmatic chamber(s) at depths of 8 to 15 km, at the crust-mantle transition. The crust could thus have acted as a density filter preventing the rise of primary magmas towards the surface. The rise of the magmas related to the Fissural volcanic system has been facilitated by the stress regime associated to the development of the Terceira rift.



---

Using the lavas from the Fissural system, the amount of partial fusion was estimated to vary between 5 and 12%. The elemental geochemistry proved the existence of heterogeneities in the mantle source with a HIMU signature for the Santa Bárbara system and the influence of an EM signature to the Fissural system. The He and Ne isotopic data show, however, the DMM as a predominant component.

The estimated temperature for the magmatic extraction shows the existence of a temperature excess ( $\Delta T = 100\text{-}170^\circ\text{C}$ ) relatively to the asthenosphere ( $1280^\circ\text{C}$ ). This excess is a strong indication for the existence of a mantle plume controlling the volcanism of Azores. The observed enrichment of the incompatible elements and the fractionated character of the rare-earth elements pattern  $[(\text{La}/\text{Yb})_n = 7.4\text{-}11.3]$  is coherent with the presence of garnet in the mantle source. However, the estimated depths for the magmatic segregation based on the major elements are between 50 and 65 km within the spinel stability zone. This discrepancy can be justified by the proximity of the Terceira Island with the mid-Atlantic ridge that implies a thin lithosphere (less than 50 km) underneath the islands. Although the fusion started in the garnet stability zone (deeper than 75 km), the small lithosphere thickness allowed the fusion to continue through the spinel stability zone.

The He and Ne isotopic signatures for the Terceira Island lavas agree with the mantle plume model for the Azores hotspot. Although the  $^4\text{He}/^3\text{He}$  isotopic ratios frequently have values close to the admissible lower limit for the MORB basalts (80000-10000) some values were obtained below this limit ( $^4\text{He}/^3\text{He} \leq 65500$ ). The contribution of a mantle reservoir with primitive characteristics (usually interpreted as representative of the lower mantle) is demonstrated, without reservation, by the Ne isotopic signatures, determined for the archipelago for the first time in this work  $[(^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne})_{\text{corr}} = 0.052]$ . The He and Ne isotope characteristics were interpreted to be the result of a mixture between a mantle plume component and a MORB type component. The presented results put in evidence the higher efficiency of Ne isotopes, relatively to He isotopes, for the identification of a "primitive" signature in mixtures dominated by the MORB component.

Key-words: Azores, noble gases, mantle plume, partial fusion, fractional crystallization.

# Índice

---

<b>1. APRESENTAÇÃO E DEFINIÇÃO DE OBJECTIVOS .....</b>	<b>1</b>
<b>2. LOCALIZAÇÃO GEOGRÁFICA E ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO .....</b>	<b>5</b>
<b>3. PROBLEMÁTICA ASSOCIADA À REGIÃO DOS AÇORES.....</b>	<b>9</b>
3.1. CINEMÁTICA.....	9
3.2. <i>HOTSPOT</i> .....	11
3.3. <i>WET SPOT</i> .....	19
<b>4. GEOLOGIA DA ILHA TERCEIRA.....</b>	<b>23</b>
<b>5. AMOSTRAGEM E METODOLOGIA .....</b>	<b>29</b>
<b>6. PETROGRAFIA E CARACTERIZAÇÃO QUÍMICA DAS PRINCIPAIS FASES MINERAIS .....</b>	<b>35</b>
6.1. ESTRUTURAS.....	35
6.2. TEXTURAS .....	38
6.2.1. <i>Cinco Picos</i> .....	38
6.2.2. <i>Sistema Fissural</i> .....	50
6.2.3. <i>Santa Bárbara</i> .....	52
6.3. CARACTERIZAÇÃO QUÍMICA DAS PRINCIPAIS FASES MINERAIS.....	54
6.3.1. <i>Olivina</i> .....	55
6.3.2. <i>Clinopiroxena</i> .....	63
6.3.3. <i>Feldspato</i> .....	71
6.3.4. <i>Minerais opacos</i> .....	73
<b>7. LITOGEOQUÍMICA .....</b>	<b>77</b>
7.1. ACUMULAÇÃO MAGMÁTICA E ALTERAÇÃO SUPERFICIAL.....	77
7.2. SISTEMÁTICA DAS LAVAS DA ILHA TERCEIRA .....	79
7.3. HETEROGENEIDADES INTRA-ESCOADA.....	84
7.4. EVOLUÇÃO MAGMÁTICA .....	90
7.4.1. <i>Elementos maiores</i> .....	91
7.4.2. <i>Elementos traço</i> .....	98
7.4.3. <i>Análise quantitativa do processo de cristalização fraccionada</i> .....	109

7.5.	CARACTERÍSTICAS DA FONTE MANTÉLICA .....	113
7.5.1.	<i>Estimativa da percentagem de fusão parcial</i> .....	116
7.5.2.	<i>Heterogeneidade da fonte mantélica</i> .....	122
7.5.3.	<i>Componentes mantélicos</i> .....	128
7.6.	GEOTERMOBAROMETRIA .....	133
7.6.1.	O coeficiente de partição $K_D^{min/liq}_{Fe/Mg}$ como indicador de situações de equilíbrio mineral-líquido.....	133
7.6.2.	<i>Temperatura</i> .....	137
7.6.3.	<i>Pressão</i> .....	142
7.6.4.	<i>Fugacidade do oxigénio</i> .....	144
7.6.5.	<i>Profundidade e temperatura de extracção magmática</i> .....	148
<b>8.</b>	<b>GASES NOBRES.....</b>	<b>153</b>
8.1.	HÉLIO.....	156
8.1.1.	<i>O paradoxo do He</i> .....	159
8.2.	NÉON .....	161
<b>9.</b>	<b>OS GASES NOBRES (HE E NE) NAS LAVAS DA ILHA TERCEIRA .....</b>	<b>165</b>
9.1.	TÉCNICAS ANALÍTICAS .....	166
9.2.	ASSINATURA ISOTÓPICA DOS LÍQUIDOS MAGMÁTICOS .....	167
9.2.1.	<i>He</i> .....	168
9.2.2.	<i>Ne</i> .....	176
9.2.3.	<i>Sistemática He - Ne</i> .....	178
9.2.4.	<i>Remate</i> .....	185
9.3.	HÉLIO COSMOGÉNICO.....	186
9.3.1.	<i>A radiação cósmica e os factores que influenciam a taxa de produção de <math>^3\text{He}</math> cosmogénico</i> .....	187
9.3.2.	<i>Tentativa de datação de lavas basálticas recentes da ilha Terceira</i> .....	189
9.4.	PROBLEMÁTICA RELACIONADA COM A CONTAMINAÇÃO ATMOSFÉRICA DE NE.....	192
<b>10.</b>	<b>CONSIDERAÇÕES FINAIS .....</b>	<b>197</b>
	<b>BIBLIOGRAFIA .....</b>	<b>201</b>
	<b>ANEXOS .....</b>	<b>231</b>

# 1. Apresentação e definição de objectivos

---

A ocorrência de ilhas oceânicas (*hotspots*) é frequentemente interpretada como a expressão superficial que decorre da ascensão de plumas mantélicas a partir do manto profundo. A sua origem é, assim, considerada independente da dinâmica associada à convecção mantélica, permitindo justificar a presença de vulcanismo fora dos limites das placas litosféricas (Davies, 1999).

A hipótese que relaciona a formação de ilhas oceânicas com a ascensão de plumas enraizadas no manto profundo não é, contudo, consensual (Meibom et al., 2003). Vários autores (e.g. Anderson, 2000) atribuem-lhes uma origem no manto superior e na dependência de processos relativamente superficiais relacionados com a fracturação da litosfera.

A diferença entre os dois modelos acima enunciados, permite compreender a importância que estes assumem na caracterização da dinâmica do manto terrestre. No cerne desta questão destaca-se o papel fundamental que tem vindo a ser unanimemente atribuído aos gases nobres, em particular ao hélio (He) e ao néon (Ne) (Moreira & Allègre, 1998; Tieloff et al., 2000; Moreira et al., 2001; Dixon, 2003; Kurz et al., 2005; Doucet et al., 2006). De facto, as composições isotópicas destes elementos incompatíveis permitem reconhecer a existência de domínios mantélicos relativamente primitivos e de características semelhantes às consideradas para a nébula solar. Tais domínios encontram-se invariavelmente associados aos basaltos das ilhas oceânicas e, quando presentes, são considerados como o testemunho da origem profunda das plumas mantélicas.

Algumas ilhas emergem, porém, na vizinhança de cristas médias oceânicas, permitindo individualizar um novo tema de discussão<sup>1</sup> focalizado nos processos tectono-magmáticos associados à ascensão de plumas mantélicas em zonas de rifte. Este tipo de ocorrência é relativamente comum ao longo da crista média Atlântica

---

<sup>1</sup> A publicação *G<sup>3</sup> (Geochemistry, Geophysics, Geosystems)* editada pela *American Geophysical Union* incorpora, desde junho de 2001, um tema denominado *plume-ridge interaction*, o qual visa debater aspectos relacionados com a convecção do manto, evolução tectónica e formação de crosta em zonas de crista oceânica cuja evolução esteja influenciada pela ascensão de plumas mantélicas.

---

(e.g. Islândia, Açores, Ascensão), concedendo-lhe um lugar de destaque no estudo e caracterização de eventuais processos de interacção crista-pluma.

A presente dissertação incide no estudo petrológico e geoquímico das lavas máficas que constituem a ilha Terceira (Açores), tendo em vista o cumprimento de dois objectivos fundamentais: o primeiro encontra-se relacionado com a determinação da origem do *hotspot* Açoriano e com a possibilidade deste testemunhar, ou não, a ascensão de uma pluma proveniente do manto inferior; o segundo pretende contribuir para o conhecimento sobre a evolução da parte emersa do edifício insular atendendo ao seu ambiente tectónico específico, ou seja, na vizinhança da crista média Atlântica. Acresce referir que, do conjunto das ilhas Açorianas, a ilha Terceira é a que apresenta maior abundância de rochas félsicas (e.g. Mitchel-Thomé, 1976). No entanto, atendendo aos principais objectivos traçados e ao facto de tais rochas terem sido objecto de uma tese de doutoramento relativamente recente (Mungall, 1993), a atenção que lhes é dedicada no presente trabalho não pode ser considerada mais do que marginal.

A origem da fonte mantélica encontra-se constringida pelos dados isotópicos de He e Ne apresentados no capítulo 9. Relativamente ao He, as novas composições isotópicas permitem estender significativamente a base de dados existente até ao momento para a ilha Terceira. No que diz respeito ao Ne, os dados agora apresentados correspondem aos primeiros obtidos para todo o arquipélago dos Açores. Tal facto assume particular relevo já que, em ambientes de crista oceânica, as assinaturas isotópicas de Ne têm vindo a ser consideradas como mais eficazes na detecção de componentes mantélicos de características relativamente primitivas (Moreira & Allègre, 1998; Moreira et al., 2001; Niedermann et al., 1997; Dixon, 2003; Hopp et al., 2004; Kurz et al., 2005).

A evolução da ilha Terceira é estabelecida com base na caracterização química das lavas associadas a diferentes sistemas vulcânicos definidos anteriormente por Nunes (2000) e Madeira (2005). A extracção dos magmas a partir do manto, os processos relacionados com a sua diferenciação e a estimativa dos parâmetros físicos que limitam esses diferentes estádios, encontram-se em grande parte debatidos ao longo do capítulo 7, mas recorrendo à informação contida nas

observações petrográficas e nos dados de química mineral apresentados no capítulo 6.

Os capítulos 2 e 3 permitem enquadrar a ilha Terceira relativamente ao arquipélago dos Açores, bem como na problemática relacionada com a sua origem. O capítulo 4 incide especificamente sobre a geologia da ilha Terceira, encontrando-se a amostragem e a descrição da metodologia adoptada resumida no capítulo 5.

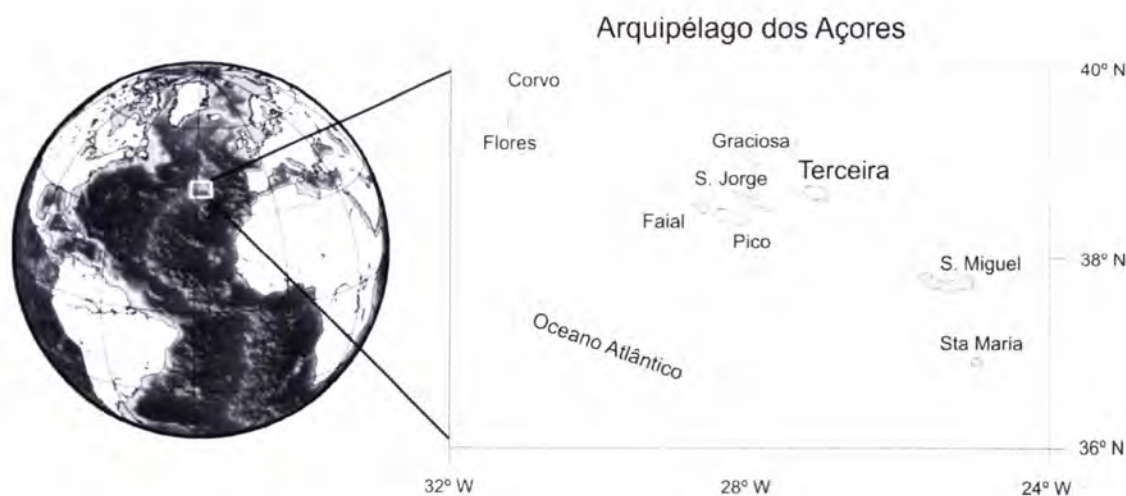
Importa ainda mencionar que a presente dissertação deve ser enquadrada no âmbito mais vasto do projecto STAMINA (PDCTM1999MAR15255 – *Study of the Tectonic And Magmatic Interplay in the Azores*), o qual suporta a realização de outra tese de Doutoramento relacionada com a evolução tectónica daquela região (Lourenço, em prep.).



## 2. Localização geográfica e enquadramento geológico

O arquipélago dos Açores localiza-se na zona central do oceano Atlântico entre os meridianos de longitude 24 e 32° W e os paralelos de latitude 36 e 40° N (Fig. 2.1). É parte integrante do grupo de ilhas designado por Macaronésia por Chevalier (1935), da qual fazem ainda parte os arquipélagos da Madeira, das Canárias e de Cabo Verde.

Denominada inicialmente por ilha de Jesus Cristo, a ilha Terceira deve o seu nome ao facto de ter sido a terceira ilha do arquipélago dos Açores a ser descoberta em meados do século XV. Constitui a terceira maior ilha do arquipélago em área emersa e, conjuntamente com as ilhas da Graciosa, de S. Jorge, do Faial e do Pico, faz parte do chamado Grupo Central (Fig. 2.1). O Grupo oriental é formado pelas ilhas de S. Miguel e de Santa Maria<sup>2</sup>, sendo o grupo ocidental constituído pelas ilhas das Flores e do Corvo.



**Fig. 2.1.** Localização geográfica das ilhas que constituem o arquipélago dos Açores.

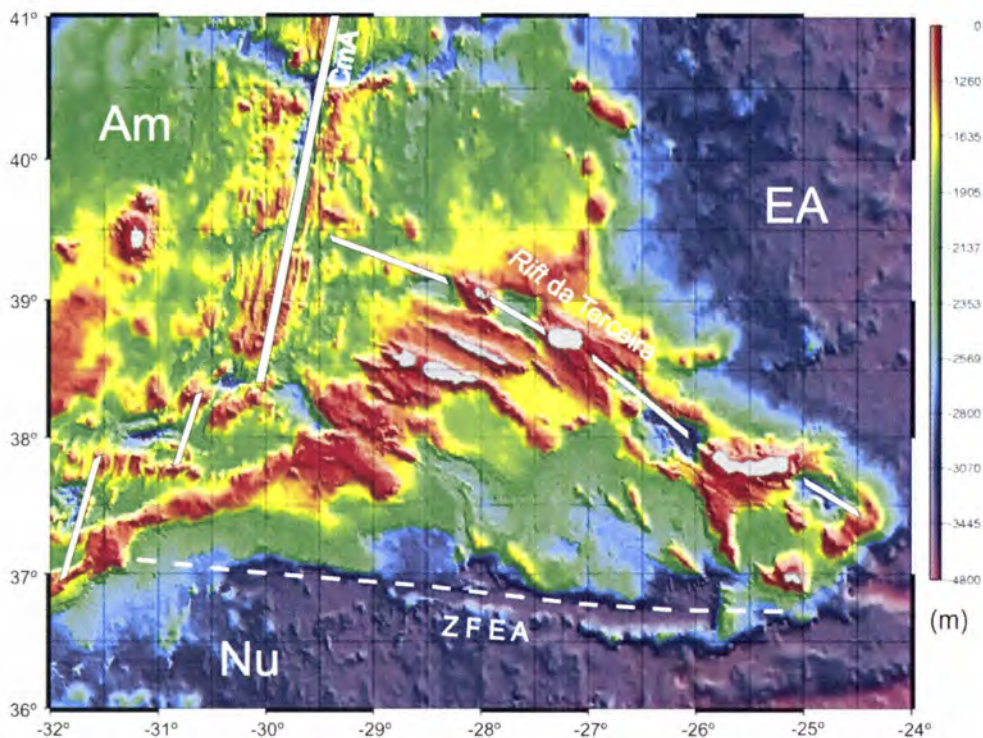
As várias ilhas constituem a parte emersa de uma estrutura morfológica de primeira ordem, denominada *plateau* vulcânico dos Açores (Fig. 2.2). No essencial, este *plateau* apresenta uma forma triangular delimitada pela isóbata dos 2000 m,

<sup>2</sup> Santa Maria foi a primeira ilha a ser descoberta por Diogo de Silves em 1427.



correspondendo a uma área de crosta oceânica sobre-elevada com cerca de 400000 km<sup>2</sup> (Needham & Francheteau, 1974; Lourenço et al., 1998).

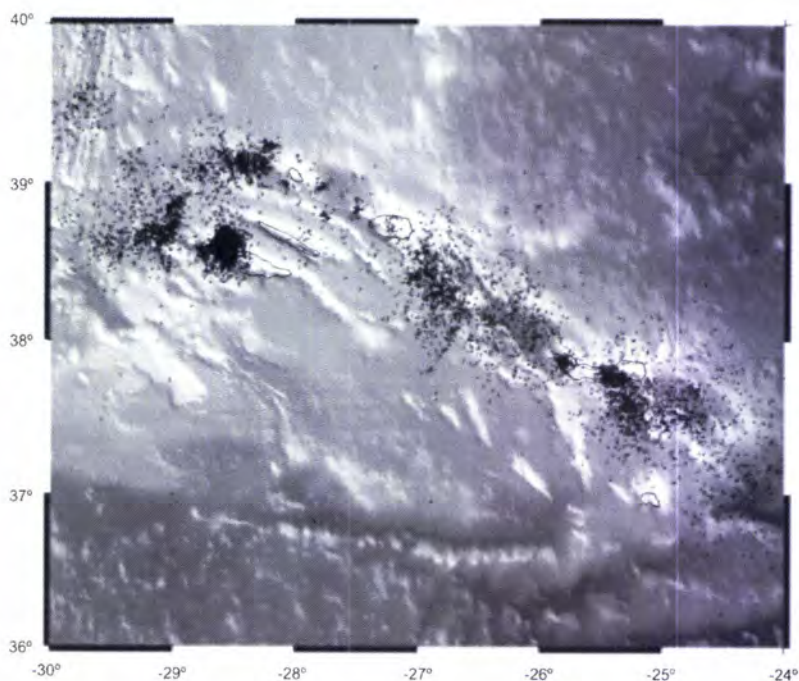
Do ponto de vista geotectónico, o aspecto mais marcante resulta da proximidade das ilhas Açorianas com a fronteira de placas materializada pela crista média Atlântica (Fig. 2.2). De resto, esta última atravessa o *plateau*, colocando o grupo ocidental na placa litosférica Americana.



**Fig. 2.2.** Carta batimétrica da área envolvente ao arquipélago dos Açores (adaptado de Lourenço et al., 1998). A escala de cores descreve a profundidade em metros. A batimetria coloca em evidência a morfologia do *plateau* vulcânico dos Açores. Na figura encontram-se assinaladas os limites actuais das placas litosféricas que constituem o ponto triplo. Am – placa Americana; EA – placa Euro-Asiática; Nu – placa Nubia; CmA – Crista média Atlântica; ZFEA – Zona de Fractura Este dos Açores.

Os grupos Central e Oriental, situados a leste da crista, estabelecem a transição entre as placas Euro-Asiática e Nubia (designada como placa Africana na literatura anterior a 2002). Esta fronteira de placas é actualmente materializada pelo rifte da Terceira (Machado, 1959) descrito pelo alinhamento das ilhas Graciosa, Terceira e S. Miguel segundo uma direcção geral WNW-ESE (Fig. 2.2 e 2.3). De resto, esta direcção encontra-se bem representada pelas cristas vulcânicas existentes a SW, nomeadamente pela ilha de S. Jorge e pelo alinhamento Faial-Pico. A zona de

confluência dos limites das três placas litosféricas mencionadas anteriormente define aquilo que normalmente é designado por ponto triplo dos Açores (e.g. Searle, 1980; Madeira & Ribeiro, 1990; Luis et al., 1994; Lourenço et al., 1998; Ribeiro, 2002).



**Fig. 2.3.** Projecção dos epicentros dos sismos ocorridos na região dos Açores desde 1994 (obtidos a partir da rede sísmica do SIVISA<sup>3</sup>, adaptado de Lourenço em prep.). O contorno das várias ilhas encontra-se representado por linhas a preto. À excepção da nuvem de pontos existente sobre o Faial (associada ao sismo de 1998), a figura ilustra a maior actividade sísmica associada ao alinhamento Graciosa-Terceira-S. Miguel.

A carta batimétrica dos Açores (Fig. 2.2) permite ainda evidenciar a existência, ao longo do eixo Graciosa-Terceira-S. Miguel, de cristas vulcânicas em forma de “V”, cuja geometria é passível de ser interpretada como resultado da migração lateral de magma no sentido de fecho do “V” (White et al., 1995; White, 1997). Em oposição, Lourenço et al. (1998, em prep.) sugerem que a referida morfologia atesta o controle tectónico da actividade vulcânica recente segundo direcções com azimute 120° e 140-150°.

<sup>3</sup> SIVISA – Sistema de Vigilância Sismológica dos Açores.

---



### **3. Problemática associada à região dos Açores**

---

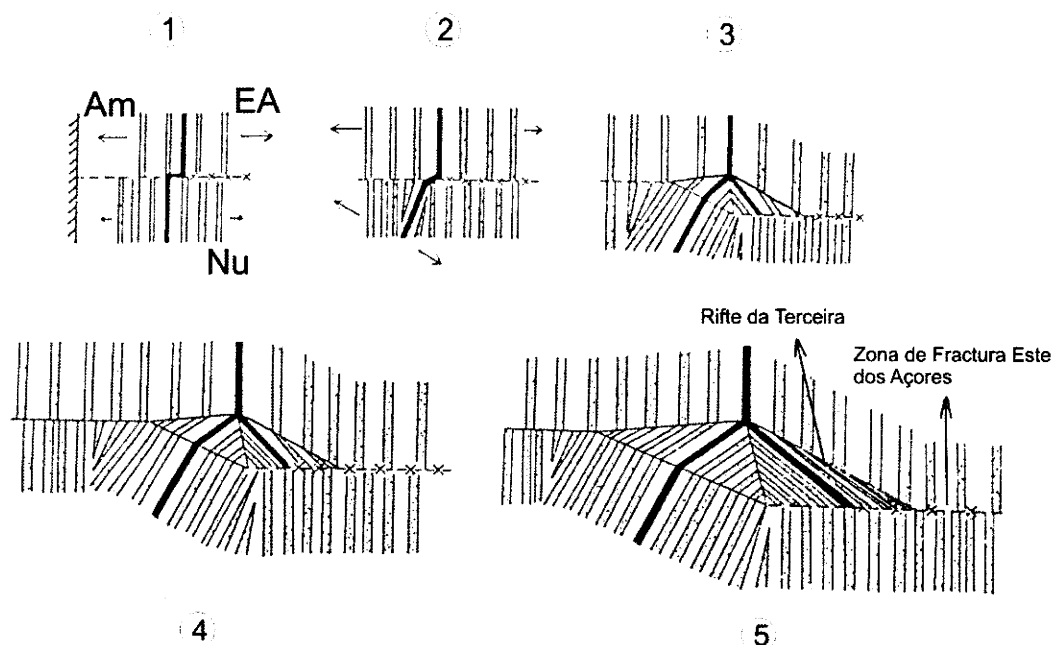
O *plateau* dos Açores corresponde a um sobre-espessamento de crosta oceânica, cuja origem tem sido objecto de controvérsia (e.g. Bonatti, 1990; Gente et al., 2003). A sua evolução é, contudo, indissociável do vínculo ao ponto triplo e da proximidade à crista média, tornando este local num alvo privilegiado para o estudo das relações de interdependência entre os processos ígneos e tectónicos. Importa, assim, atender aos diferentes modelos cinemáticos e petrogenéticos que têm vindo a ser associados a esta região Atlântica.

#### **3.1. Cinemática**

Vários modelos têm sido propostos para descrever o tipo e a cinemática da fronteira actual que separa a placa litosférica Nubia da placa Euro-Asiática:

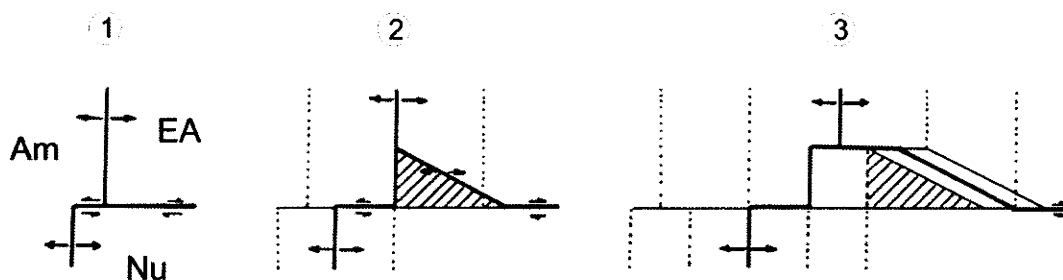
1) Extensão pura, a qual seria acomodada pelo desenvolvimento de uma crista de alastramento oceânico denominada por rifte da Terceira (Krause & Watkins, 1970; Udías, 1980; Udías et al., 1986; Buforn et al., 1988; Vogt & Jong 2004; Lourenço, em prep.). Da forma como foi enunciado por Krause & Watkins (1970), este modelo considera que a junção tripla actual do tipo Crista-Crista-Crista (CCC) resultou da evolução de um sistema do tipo Crista-Falha-Falha (CFF), correspondendo a Zona de Fractura Este dos Açores (ZFEA, Fig. 2.2) à fronteira inicial entre as placas Núbia e Euro-Asiática. A transição para o sistema actual teria tido origem na mudança da direcção de alastramento, ao longo da fronteira entre as placas Núbia e Americana a sul da ZFEA, de E-W para ESE-WNW (Fig. 3.1). Recentemente, Vogt & Jong (2004) classificaram o rifte da Terceira como uma crista de expansão ultra-lenta, à qual atribuem uma taxa de alastramento que não excede os 4 mm/ano;

2) Transtensão, considerando a possibilidade da existência de uma fronteira difusa no interior da qual ocorre partição da deformação (Searle, 1980; Madeira & Ribeiro, 1990; Lourenço et al., 1998; Ribeiro 1982, 2002).



**Fig. 3.1.** Evolução da crosta oceânica na região dos Açores segundo o modelo de Krause & Watkins (1970). Am – placa Americana; EA – placa Euro-Asiática; Nu – placa Núbica.

De acordo com Searle (1980), a evolução do sistema inicial do tipo CFF decorreu da migração da junção tripla para norte, originando uma fronteira oblíqua (actualmente representada pelo alinhamento Graciosa-Terceira-S. Miguel) à direcção de alastramento da crista média Atlântica (Fig. 3.2). Esta nova fronteira passaria, assim, a actuar como uma falha transformante do tipo expansiva (*leaky transform*).



**Fig. 3.2.** Evolução do ponto tripla dos Açores de acordo com o modelo proposto por Searle (1980). A zona a tracejado representa a parte da placa Euro-Asiática (EA) que é adicionada à placa Nubia (Nu) como resultado da migração do ponto tripla para norte. As linhas a pontilhado (paralelas à crista média Atlântica) representam as direcções das lineações magnéticas.

3) Desligamento puro (Forjaz, 1988). Este último autor sugere a existência de uma microplaca dos Açores, a qual seria limitada a oeste pela crista médio-Atlântica, a sul

pela Fractura Este dos Açores e a norte por um conjunto de falhas de desligamento interpretadas a partir de algumas ilhas que constituem o grupo central.

A hipótese que considera a existência actual de uma junção tripla do tipo CCC tem vindo, porém, a agregar um maior consenso, uma vez que o modelo cinemático global que descreve o movimento relativo das placas litosféricas envolvidas (NUVEL-1; DeMets et al., 1990) sugere a existência de uma componente de tracção segundo uma direcção subperpendicular ao alinhamento Graciosa-Terceira-S. Miguel.

De acordo com Gente et al (2003), a reconstituição cinemática do ponto triplo a partir das anomalias magnéticas de idade inferior a 35 Ma sugere que a formação do *plateau* dos Açores tenha ocorrido ao longo dos últimos 20 Ma. Tal ideia resulta do facto de terem sido reconhecidas anomalias magnéticas com aquela idade no interior do *plateau*. Esta idade contrasta com a interpretação feita por outros autores (Luis et al., 1994; Cannat et al., 1999; Vogt & Jong, 2004) para os quais o período de “construção” do *plateau* não terá excedido os últimos 10 Ma.

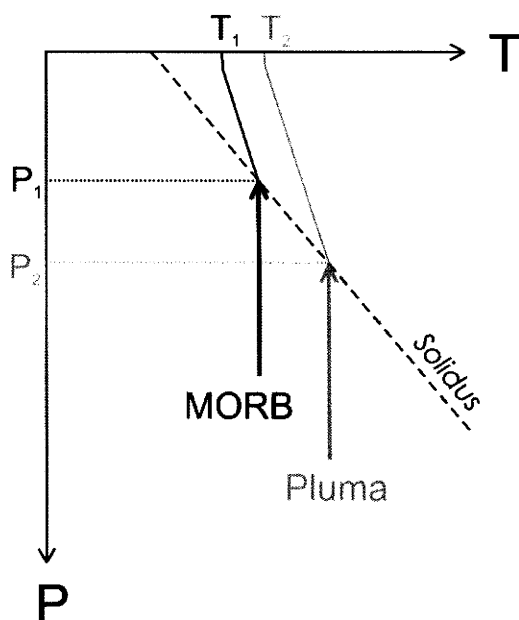
Os modelos que descrevem a evolução do *plateau* ao longo do tempo reflectem também alguma discordância. A título de exemplo, refiram-se os trabalhos de Cannat et al. (1999) e Vogt & Jong (2004). Enquanto que os primeiros autores consideram o crescimento do *plateau* como resultado da migração do vulcanismo para SW ao longo da crista média Atlântica, os segundos associam a sua evolução à migração para NE da crista de alastramento oceânico materializada pelo rifte da Terceira; a esta estrutura os últimos autores atribuem-lhe uma idade quaternária, provavelmente inferior a 1 Ma.

### **3.2. Hotspot**

No ponto anterior debateu-se a possibilidade da existência de uma crista de alastramento oceânico ao longo do alinhamento das ilhas Graciosa, Terceira e S. Miguel. Ainda que tal modelo se possa ajustar à cinemática das placas litosféricas envolvidas, revela-se, contudo, insuficiente para explicar quer a anomalia batimétrica e gravítica associada ao *plateau* (e.g. Thibaud et al., 1998) quer a assinatura enriquecida das lavas que constituem as várias ilhas (e.g. Schilling, 1975; Flower et al., 1976; White et al., 1979).

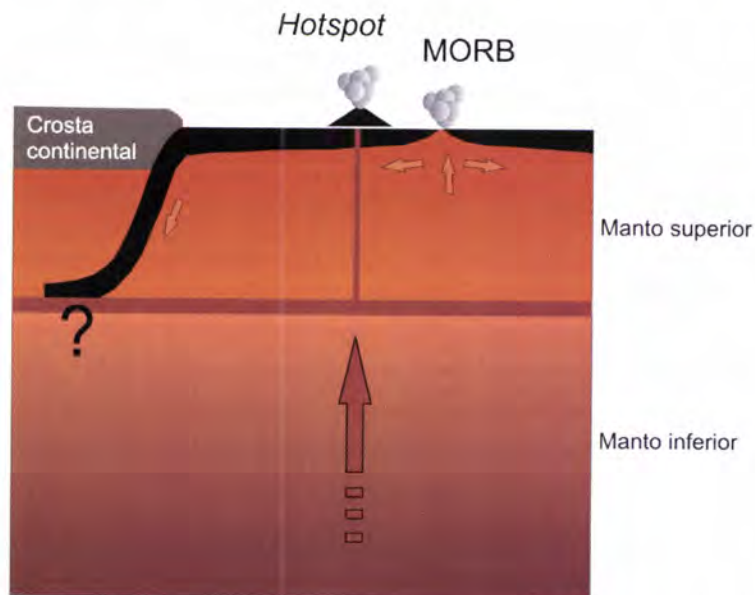
Várias evidências têm suportado a hipótese de pluma mantélica aplicada aos Açores, a qual associa a ocorrência de actividade vulcânica (normalmente designada por ponto quente ou *hotspot*, Burke & Wilson, 1976) a uma dinâmica do manto independente daquela que regula a tectónica de placas. De acordo com Morgan (1971) as plumas mantélicas reflectem a ascensão canalizada de manto (no estado sólido) de temperatura potencial superior à do manto envolvido no sistema de convecção. O seu desenvolvimento é, assim, favorecido pela menor densidade e viscosidade que mantêm relativamente ao manto envolvente.

De acordo com os modelos propostos por Cannat et al. (1999) e Gente et al. (2003), o início da formação do *plateau* Açoriano encontra-se relacionado com a actividade de uma pluma mantélica centrada no eixo da crista média Atlântica. Deste modo, a maior temperatura potencial associada à pluma é passível de ter promovido uma maior produção de magma por descompressão adiabática, permitindo explicar o espessamento crustal associado à sua formação (Fig. 3.3).



**Fig. 3.3.** Diagrama Temperatura versus Pressão, ilustrando a ascensão do manto normalmente envolvido na geração dos basaltos das cristas médias oceânicas (MORB) e de uma zona de manto com maior temperatura potencial (normalmente associado à designação de pluma mantélica). A descompressão adiabática é esquematicamente representada pela ascensão do manto na vertical, ou seja, praticamente à mesma temperatura (e.g. Wilson, 1989). Os valores de pressão ( $P_1$  e  $P_2$ ) abaixo dos quais se inicia a fusão parcial do manto estão expressos pela curva de *solidus* do sistema em causa. A progressiva geração de magma provoca uma diminuição da temperatura do manto residual até que este atinja a base da crosta.

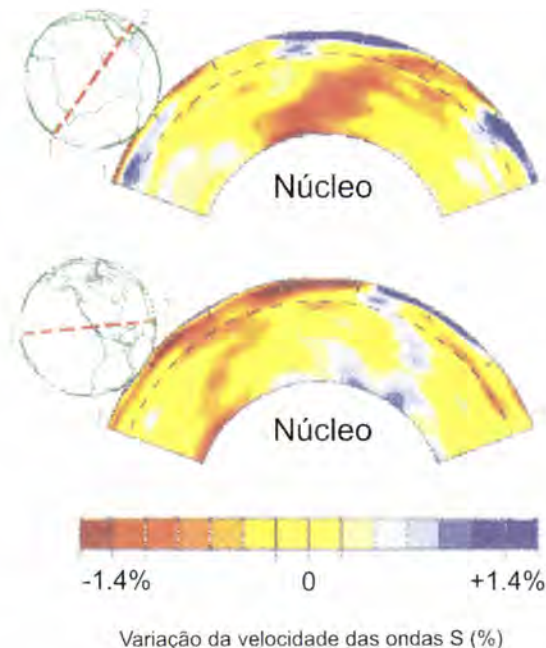
Ainda que continuem a ser alvo de um debate intenso, as plumas mantélicas são frequentemente interpretadas como estando enraizadas no manto inferior, tipicamente considerado como situado abaixo dos 400-670 km de profundidade (e.g. Campbell & Griffiths, 1992) (Fig. 3.4). À semelhança de outras ilhas oceânicas, a aplicação deste modelo aos Açores tem servido para explicar o enriquecimento em elementos incompatíveis que se encontra expresso na assinatura das suas lavas (Schilling, 1975; White et al., 1976; Flower et al., 1976). Ao contrário do manto superior, sujeito a uma extracção magmática permanente que “alimenta” o alastramento dos fundos oceânicos e a deriva dos continentes, o manto inferior poderia constituir uma fonte relativamente mais primitiva e por isso enriquecida em elementos incompatíveis (e.g. O’Nions, 1987).



**Fig. 3.4.** Modelo de manto estratificado de acordo com a origem das plumas mantélicas no manto inferior.

O modelo de “estratificação mantélica” tem vindo a ser recentemente posto em causa (e.g. Ritsema et al., 1999) com a aquisição permanente de dados relativos à propagação das ondas sísmicas no interior da Terra, cuja interpretação tem permitido elaborar novos modelos de tomografia. Estes últimos revelam, por vezes, a subducção de placas litosféricas ao longo de toda a extensão do manto, bem como a existência de células de convecção ascendentes a partir da interface manto-núcleo (Fig. 3.5). Com base neste modelo, os mesmos autores sugerem a existência de um sistema de convecção global que contraria a subdivisão do manto em dois domínios distintos.





**Fig. 3.5.** Modelo de tomografia sísmica, mostrando zonas de alta (azul) e baixa (vermelho) velocidade de propagação das ondas S no manto. Neste modelo, a linha a tracejado corresponde à zona de transição entre o manto superior e inferior (adaptado de Ritsema et al., 1999).

Importa referir, no entanto, que um sistema de convecção global deveria ter conduzido à homogeneidade química e isotópica do manto ao longo do tempo geológico (e.g. van Keken et al., 2002), a qual não é suportada pela elevada heterogeneidade que caracteriza as zonas consideradas como *hotspots* (por oposição à relativa homogeneidade química e isotópica patenteada pelas lavas extruídas ao longo das cristas médias oceânicas, e.g. Wilson, 1989).

De acordo com Allègre (2002), o paradoxo anterior resulta dos diferentes tipos de amostragem envolvidos na elaboração dos modelos de natureza geoquímica e geofísica. Com efeito, a tomografia sísmica fornece informação relativa a um manto relativamente “actual”<sup>4</sup> que contrasta com a visão integrada no tempo (ao longo de 4 600 Ma) obtida a partir dos dados de geoquímica isotópica.

Os dois tipos de modelo encerram ainda outra diferença substancial que reside no facto da tomografia e, no geral, a maior parte das observações geofísicas, estarem

<sup>4</sup> Atendendo à velocidade de alastramento dos fundos oceânicos, a “imagem” da litosfera oceânica subductada revela uma história que não excede os últimos 200-300 Ma.

relacionadas com os elementos maiores, ou seja, com aqueles que controlam a estrutura dos diferentes minerais que ocorrem no manto. No entanto, o paradigma construído a partir da interpretação geoquímica, o qual considera a existência de um manto superior empobrecido e um manto inferior enriquecido, baseia-se no comportamento dos elementos em traço, dado que as abundâncias dos elementos maiores são relativamente próximas nos dois reservatórios.

Note-se, porém, que a dicotomia entre os modelos geoquímicos e geofísicos não é tão significativa quanto uma leitura menos atenta dos parágrafos anteriores possa, eventualmente, fazer supor. Na verdade, os modelos geoquímicos implicam a existência de transferências de massa entre as duas referidas porções de manto, bem como entre o manto e a crosta (White, 1993; Stein & Hofmann, 1994; Hofmann, 2003).

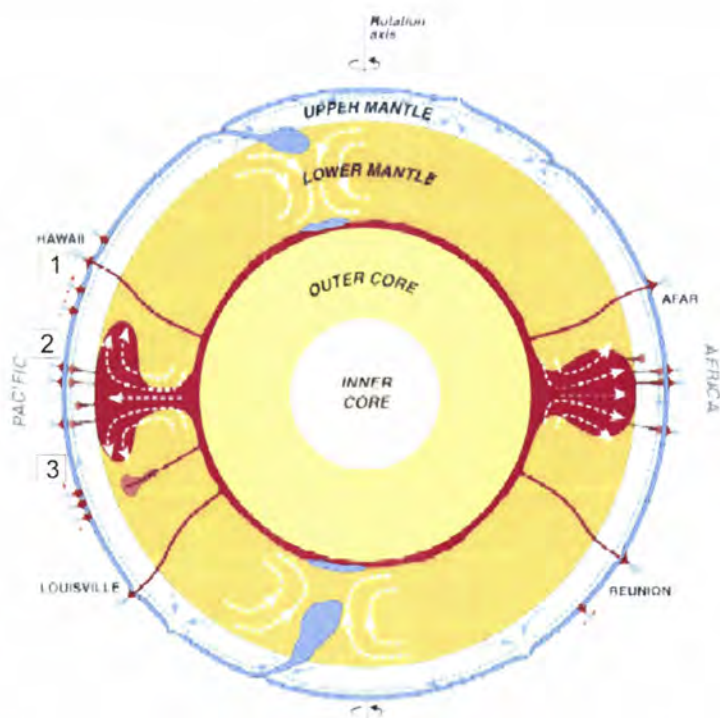
As considerações expostas anteriormente e a discussão que a comunidade científica tem vindo a promover sobre a viabilidade do modelo das plumas mantélicas com origem num manto profundo relativamente primitivo (vide por exemplo <http://www.mantleplumes.org>) levou a que, recentemente, Courtillot et al. (2003) considerassem a existência de três tipos distintos de *hotspot* (Fig. 3.6):

- 1) Formados a partir da ascensão de plumas provenientes das zonas mais profundas do manto inferior, provavelmente enraizadas na camada D' situada próximo da interface manto-núcleo (sendo estas plumas designadas por "Morganianas");
- 2) Formados a partir da ascensão de plumas enraizadas na zona de transição entre o manto superior e inferior;
- 3) Formados a partir da ascensão da astenosfera como resultado da ruptura da litosfera sobrejacente (podendo ser os fenómenos deste tipo, com origem no manto superior, denominados de "Andersonianos"<sup>5</sup>).

---

<sup>5</sup> Esta designação surge associada ao nome do geofísico Don Anderson pela forte oposição que este tem manifestado relativamente à origem das ilhas oceânicas a partir de plumas mantélicas.





**Fig. 3.6.** Os vários tipos de *hotspot* de acordo com Courtillot et al. (2003). Na figura encontram-se referenciados alguns dos *hotspots* considerados por estes autores como tendo sido formados a partir de plumas "Morganianas" (1), a partir de plumas com origem na zona de transição entre o manto superior e inferior (2) e como resultado da actuação de plumas "Andersonianas" (3).

Os mesmos autores consideram a existência de cinco critérios que, em conjunto, podem determinar a origem profunda de um *hotspot*:

- 1) A presença de um alinhamento de aparelhos vulcânicos cuja idade aumenta no sentido do movimento da placa litosférica que os suporta;
- 2) O desenvolvimento de uma extensa plataforma vulcânica na origem de tal alinhamento;
- 3) A existência de um elevado fluxo de fluatibilidade<sup>6</sup>;
- 4) A ocorrência de elevadas razões isotópicas  $^3\text{He}/^4\text{He}$ ;

<sup>6</sup> O fluxo de fluatibilidade ( $b$ ) de uma pluma com geometria cilíndrica de raio  $r$  e velocidade de ascensão  $u$  pode ser descrito pela equação (Davies, 1999):  $b = g\Delta\rho \cdot \pi^2 u$ , correspondendo  $\Delta\rho$  à diferença de densidade entre a pluma e o manto envolvente e  $g$  à constante gravítica.

5) A existência de uma zona de baixa velocidade de propagação das ondas sísmicas que seja contínua até ao manto inferior.

A aplicação destes critérios aos Açores fornece argumentos contraditórios para a origem profunda da pluma, os quais podem ser sintetizados nos seguintes pontos:

1) Como referido anteriormente, a evolução do *plateau* Açoriano ao longo dos últimos 10 Ma não é consensual. De igual modo, a relação entre as idades das várias ilhas é difícil de constranger como resultado da escassez de dados de datações isotópicas. No entanto, a evolução temporal intra-ilha encontra-se em grande parte expressa na sua morfologia. Assim, para a maioria das ilhas Açorianas dos grupos central e oriental é possível interpretar uma “migração” das idades de E para W, encontrando-se a ocidente a maior parte dos aparelhos vulcânicos com actividade mais recente. Esta polaridade pode eventualmente estar relacionada com a criação de litosfera ao longo da crista média Atlântica e com a sua movimentação relativa para leste sobre uma anomalia térmica estacionária, cuja origem pode estar associada a uma pluma mantélica profunda.

2) Uma estimativa do fluxo de fluabilidade determinada por Sleep (1990) estabelece, para os Açores, um valor semelhante ao estimado para as ilhas Canárias ou Galápagos. A importância desta comparação reside no facto das ilhas em causa serem normalmente consideradas como *hotspots* gerados por plumas de origem profunda (Carracedo et al., 1998; Kurz & Geist, 1999);

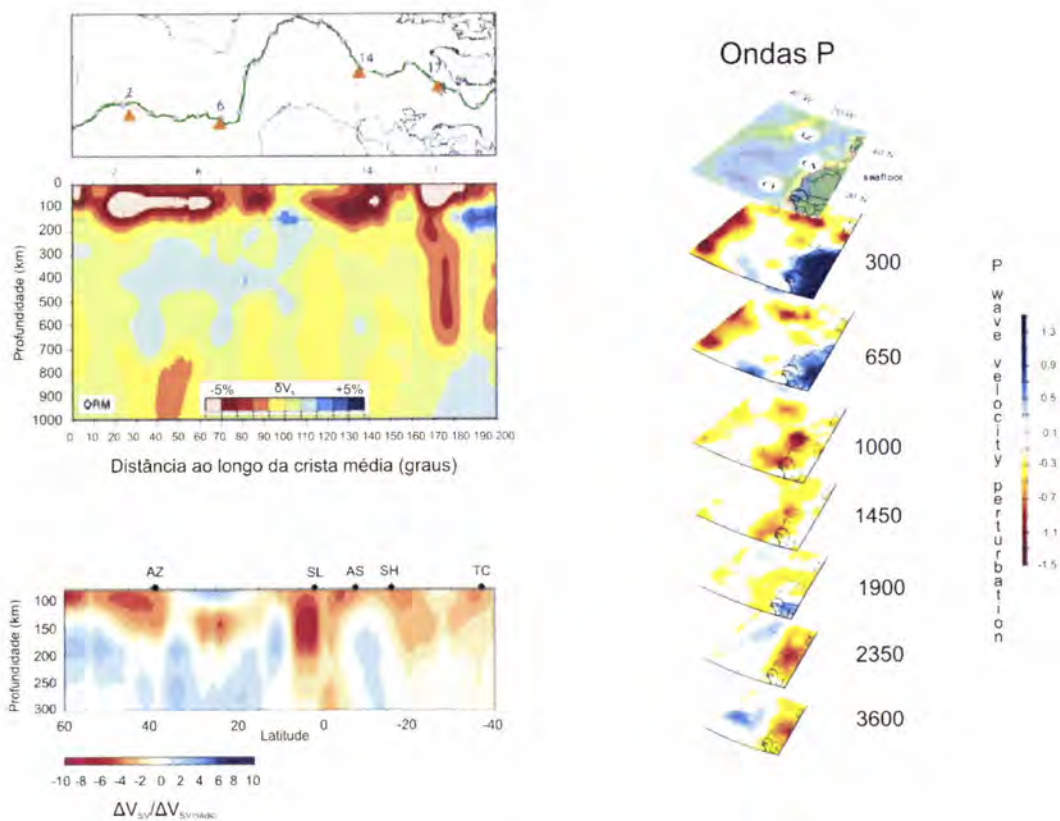
3) No que concerne ao hélio, as razões isotópicas  $^3\text{He}/^4\text{He}$  foram determinadas por Moreira et al. (1999) em lavas provenientes das várias ilhas do arquipélago. As razões mais elevadas foram obtidas para a ilha Terceira (11.3 Ra, correspondendo Ra à razão isotópica  $^3\text{He}/^4\text{He}$  da atmosfera), mas a maioria dos valores obtidos são apenas ligeiramente superiores às razões características dos MORB (8 a 9 Ra; e.g. Graham, 2002 e referências inclusas);

4) A análise gravimétrica desenvolvida recentemente por Luis & Neves (2005) sugere que a compensação isostática do *plateau* dos Açores não é suportada pela ascensão de uma pluma mantélica profunda. A mesma conclusão encontra-se



também expressa no trabalho de Grevemeyer (1999) a partir da análise das razões entre os valores das anomalias de profundidade e do geóide;

5) Relativamente à tomografia sísmica, os modelos desenvolvidos por Ritsema & Allen (2003), Pilidou et al. (2005) e Silveira et al. (2005) revelam a existência de uma zona de baixa velocidade de propagação das ondas S no manto subjacente aos Açores que, no entanto, é apenas visível até aos 250 km de profundidade. Os resultados obtidos por estes autores divergem totalmente do modelo de tomografia apresentado por Montelli et al. (2004) desenhado a partir de um método de inversão aplicado às ondas sísmicas P de baixa frequência. Com efeito, os últimos autores consideram que a pluma dos Açores pode ser seguida até aos 1450 km de profundidade atribuindo-lhe, assim, uma origem no manto inferior (Fig. 3.7).



**Fig. 3.7.** Modelos de tomografia sísmica desenvolvidos por Ritsema & Allen (2003) (em cima à esquerda), Silveira & Stutzmann (2002) (em baixo à esquerda) e Montelli et al. (2004) (à direita). Nas figuras à esquerda, a zona de baixa velocidade de propagação das ondas sísmicas para os Açores (14 e AZ) não se prolonga abaixo dos 250 km de profundidade. Na figura da direita, a pluma associada aos Açores encontra-se individualizada até cerca dos 1450 km de profundidade. 2/TC – Tristão da Cunha; 6/AS – Ascensão; 17 – Islândia; SL – Serra Leoa; SH – Santa Helena; CV – Cabo Verde; CN – Canárias.

Em jeito de conclusão, importa referir que o modelo de pluma mantélica aplicado aos Açores tem sido também defendido em vários trabalhos que invocam a sua influência no quimismo das lavas recentes extruídas ao longo da crista média Atlântica entre as latitudes 35 e 40° N (e.g. Bourdon et al., 1996; Cannat et al., 1999). A sustentação de tal hipótese é baseada no facto dessas lavas apresentarem uma composição anómala relativamente aos MORB e enriquecida em elementos incompatíveis.

### 3.3. *Wet spot*

No ponto anterior, debateram-se os principais problemas relacionados com o ponto quente dos Açores. No entanto, interessa ainda confrontar o conceito de *hotspot* com o trabalho desenvolvido por Bonatti (1990) na vizinhança da crista média Atlântica na região dos Açores. A partir do estudo de peridotitos refractários expostos em zonas de falha transformante, este autor verificou que a temperatura estimada para descrever o equilíbrio entre as diversas fases minerais presentes<sup>7</sup> não era superior à determinada para outros peridotitos situados fora da influência dos Açores. Assim, a temperatura potencial inerente à fonte mantélica Açoriana não deveria ser considerada superior à do manto envolvido na génese dos MORB, ao contrário do que seria esperado para um *hotspot*<sup>8</sup>.

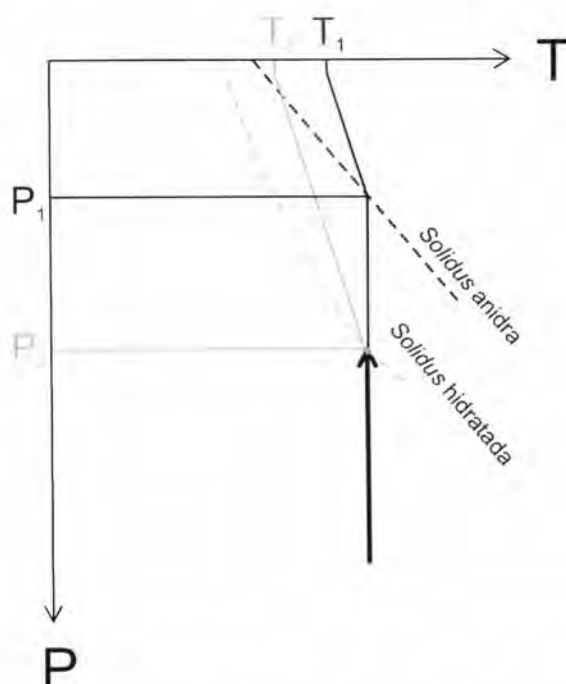
Atendendo ao facto de os MORB na zona dos Açores conterem até três vezes mais água quando comparados com os MORB provenientes de outros locais da crista média Atlântica, Bonatti retoma a sugestão de Schilling et al. (1980) que considera o *plateau* Açoriano como a expressão superficial de uma fonte mantélica hidratada (*wet spot*) e metassomatizada. Com efeito, a curva de *solidus* determinada para rochas peridotíticas na presença de água leva a que a fusão parcial do manto por descompressão adiabática tenha início a maior profundidade produzindo, assim, uma maior quantidade de magma (Fig. 3.8).

<sup>7</sup> Os geotermómetros utilizados pelo autor expressam a dependência da temperatura relativamente ao equilíbrio entre a clino e a ortopiroxena.

<sup>8</sup> Refira-se que Schilling & Sigurdsson (1979) estimaram igualmente temperaturas de extrusão para as lavas dos Açores inferiores às calculadas para os MORB extruídos fora da zona de influência de possíveis plumas. No entanto, tal facto pode eventualmente ser explicado pela maior evolução magmática expressa nas lavas emersas.



De acordo com Bonatti (1990), o metassomatismo invocado no modelo de *wet spot* deve ter sido contemporâneo da abertura do Atlântico equatorial há cerca de 150 Ma e pode ser expresso pela ocorrência, no manto, de veios ricos em anfíbola. Estes minerais seriam responsáveis pelo enriquecimento em elementos incompatíveis (em particular K, Rb, Cs, Sr) e terras raras leves deduzido para a fonte mantélica das lavas Açorianas. De resto, um manto com características semelhantes (peridotitos com espinela milonitizados, contendo proporções variáveis de anfíbola em associação com hornblenditos) encontra-se exposto à superfície na ilha Atlântica de St. Peter-Paul localizada junto à linha do equador.



**Fig. 3.8.** Diagrama esquemático Temperatura *versus* Pressão ilustrando, qualitativamente, a ocorrência de maior fusão parcial promovida pela ascensão (por decompressão adiabática) de uma fonte mantélica hidratada quando comparada com a mesma em condições anídras (adaptado de Bonatti, 1990). Compare-se esta figura com a Fig. 3.3.  $P_1$  e  $P_2$  correspondem à pressão a que se inicia a fusão parcial para uma *solidus* anidra e hidratada respectivamente.

Bonatti considera ainda que o metassomatismo mantélico permite explicar alguns dos enigmas associados à origem dos *hotspots*, em particular daqueles que ocorrem junto às cristas médias oceânicas. Com efeito, se a produção anômala de magma associada a um *hotspot* traduz uma maior percentagem de fusão parcial, torna-se difícil explicar o acentuado enriquecimento em elementos incompatíveis que se encontra expresso na assinatura das suas lavas. A este respeito importa referir que o modelo de fusão parcial desenvolvido recentemente por Asimow & Langmuir

(2003) para os Açores relaciona a existência de uma anomalia térmica com a presença de uma fonte mantélica hidratada. Deste modo, o enriquecimento das lavas em elementos incompatíveis e a produção de magma necessária para justificar o espessamento crustal permite considerar uma fonte mantélica bem menos enriquecida do que a prevista pelos modelos de fusão anidra.

Da exposição anterior sobressai a dúvida que permanece relativamente aos processos e tipo de fonte mantélica que alimentam a actividade vulcânica dos Açores. Assim, pode, ou não, ser considerada a influência de uma pluma mantélica enraizada no manto profundo? Qual a percentagem de fusão parcial envolvida nos processos de magmatogénese? Com a presente dissertação procurar-se-á contribuir para a elucidação destes problemas.

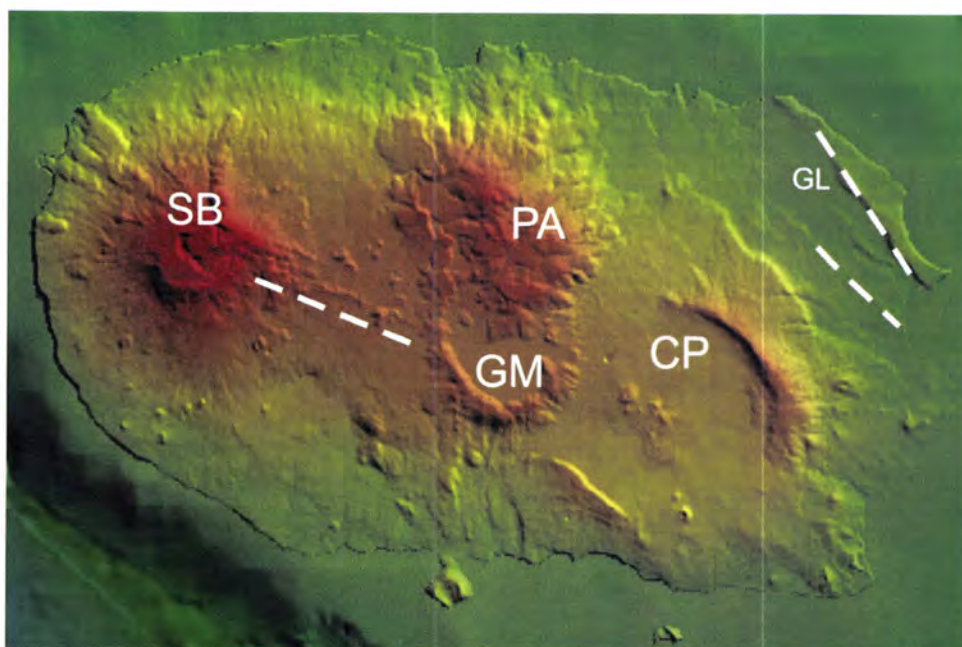


---

## 4. Geologia da ilha Terceira

---

A ilha Terceira apresenta uma área emersa de cerca de 400 km<sup>2</sup>, descrevendo uma forma geral elíptica e alongada segundo uma direcção E-W. O seu relevo aumenta de E para W, encontrando-se a sua cota máxima de 1021 m assinalada pelo vértice geodésico de Santa Bárbara. A topografia da ilha é dominada pela ocorrência de quatro vulcões centrais poligenéticos: Cinco Picos, Guilherme Moniz, Pico Alto e Santa Bárbara (Fig. 4.1).



**Fig. 4.1.** Modelo digital de terreno da ilha Terceira (adaptado de Lourenço et al., 2003). CP – Cinco Picos; GM – Guilherme Moniz; PA – Pico Alto; SB – Santa Bárbara; GL – *graben* das Lajes. A linha a tracejado representa a zona fissural localizada entre o vulcão de Guilherme Moniz e de Santa Bárbara.

Os dois últimos edifícios vulcânicos são considerados como estando activos, assim como a zona vulcânica fissural que une as caldeiras de Guilherme Moniz e Santa Bárbara. A zona fissural tem vindo a ser unanimemente associada à expressão superficial do rifte da Terceira, sendo caracterizada pelo alinhamento de numerosos aparelhos vulcânicos. Na ilha correm ainda vários centros eruptivos secundários, a maior parte dos quais situados nos flancos do vulcão de Santa Bárbara.

---

Como se depreende pela análise morfológica da ilha, o vulcão dos Cinco Picos constitui o centro eruptivo mais antigo, actualmente materializado por uma caldeira parcialmente erodida e com cerca de 7 km de diâmetro, considerada a maior do arquipélago Açoriano. A caldeira encontra-se preenchida por depósitos vulcânicos de idade mais recente, como atestado pela ocorrência de cones de escórias no seu interior. De acordo com Rosenbaum (1974), os depósitos resultantes dessas emissões encontram-se particularmente bem expostos ao longo da costa SE da ilha.

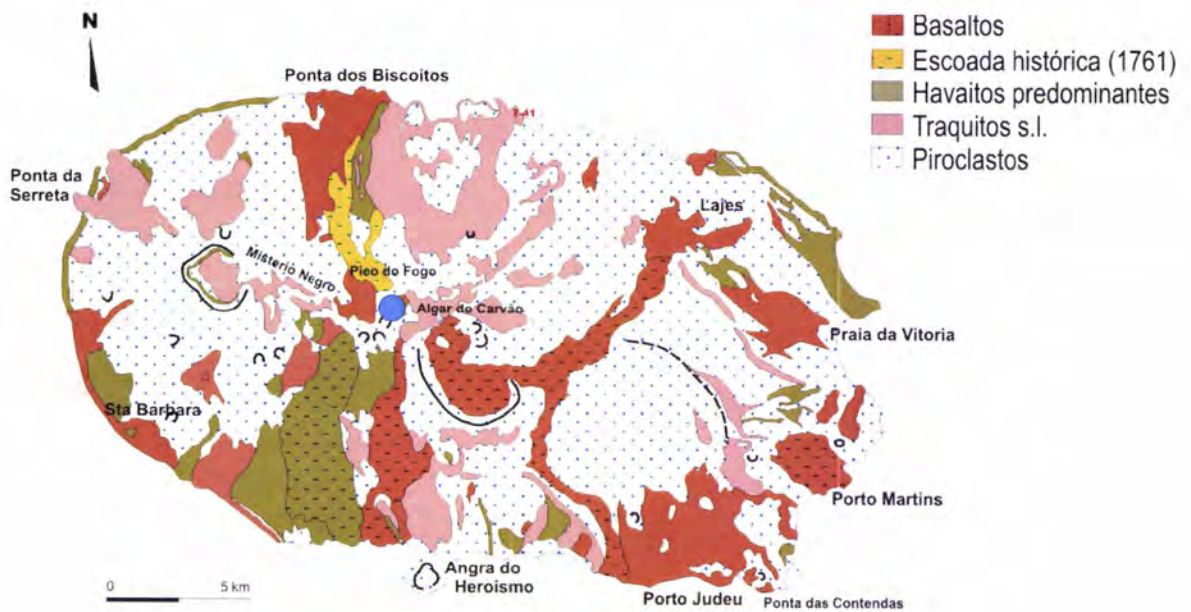
À semelhança do que acontece com a maior parte das ilhas Açorianas, na ilha Terceira é possível observar escoadas de lava históricas, bem como manifestações activas de vulcanismo secundário. Estas últimas estão representadas pelas fumarolas das Furnas do Enxofre que ocorrem na zona central da ilha (Fig. 4.2) e cujo potencial energético se encontra actualmente em fase de avaliação, tendo em vista a sua exploração futura (Martins, com. oral).

Relativamente às escoadas históricas, as mais recentes erupções subaéreas tiveram lugar em 1761 a partir da zona fissural ocorrendo, contudo, em duas áreas distintas situadas entre os aparelhos vulcânicos de Guilherme Moniz e de Santa Bárbara. Uma delas é actualmente denominada por Mistério dos Negros, cuja actividade vulcânica foi expressa pela instalação de uma série de domos de natureza traquítica alinhados segundo uma direcção WNW-ESE. A outra corresponde ao local conhecido por Chama, caracterizado pela emissão de escoadas máficas através do pico do Fogo, do pico Vermelho e do pico das Caldeirinhas (Zbyszewski et al., 1971). Várias erupções submarinas têm ainda ocorrido ao largo da ilha Terceira (a cerca de 15 km a oeste do vulcão de Santa Bárbara) e no alinhamento da zona fissural, tendo sido documentadas em 1867 e, muito recentemente, em Dezembro de 1998. Este último evento prolongou-se, ainda que de uma forma intermitente, até ao verão de 2001, com a emissão de “balões” de lava para a superfície (Gaspar et al., 2003).

A carta geológica da ilha Terceira à escala 1:50 000 foi publicada em 1971 pelos Serviços Geológicos de Portugal (representado actualmente em diversos departamentos do INETI - Instituto Nacional de Engenharia, Tecnologia e Inovação) a partir do levantamento de campo realizado por Zbyszewski et al. (Fig. 4.2). Para além da actividade histórica referida anteriormente, na carta geológica encontram-se assinaladas as escoadas basálticas descritas na notícia explicativa como



apresentando um “*aspecto extremamente moderno*”. À escoada que preencheu a caldeira de Guilherme Moniz foi atribuída, pelos mesmos autores, uma idade de cerca de 2100 anos estimada pelo método de carbono 14 através de uma amostra de tronco queimado envolvido na lava. Mais recentemente, Forjaz et al. (2004) apresentaram novas datações de  $^{14}\text{C}$  em pedaços de carvão recolhidos nesta última escoada, tendo-se obtido idades de  $1730\pm 70$  anos, ou seja, um pouco mais jovens do que a anterior.



**Fig. 4.2.** Esboço realizado a partir da carta geológica da Terceira à escala 1:50 000 (adaptado de Zbyszewski et al., 1971). Os basaltos representados com uma trama sobre a cor laranja correspondem àqueles considerados pelos autores da carta como apresentando um “*aspecto extremamente moderno*”. O círculo a azul representa a localização das fumarolas de enxofre.

A análise da carta geológica permite concluir sobre a extrema diversidade dos materiais vulcânicos aflorantes. Em particular, refira-se a abundância, pouco usual em ilhas oceânicas, de lavas riolíticas e traquíticas. Segundo Self (1976), esta ocorrência de lavas ácidas teria sido já reconhecida por Darwin durante a sua visita à ilha em 1876, tendo sido estimada por Self & Gunn (1976) como representando mais de 50% do volume total das lavas extruídas nos últimos 50 000 – 60 000 anos.

Para além da erupção efusiva de lavas ácidas, a ocorrência de vulcanismo do tipo explosivo encontra-se expressa pela abundância de depósitos pumíticos de natureza predominantemente traquítica. Estes depósitos constituem, por vezes, importantes

---

unidades de fluxo – ignimbritos – inicialmente reconhecidas na ilha Terceira por Machado (1955).

Os derrames de carácter eminentemente básico que cobrem a ilha resultam, fundamentalmente, de erupções atribuídas à zona fissural. De acordo com Self (1976, 1982) esta zona corresponde a uma faixa com cerca de 2 km de largura caracterizada por uma elevada concentração de cones de escória basáltica. O mesmo autor considera que a zona fissural pode ser considerada contínua desde a Ponta da Serreta, a NW, até à Ponta das Contendas, situada no extremo SE da ilha (Fig. 4.2).

Os trabalhos de cartografia e vulcano-estratigrafia iniciados na década de 70 (Zbyszewski et al., 1971; Rosenbaum, 1974; Self, 1976 e 1982) permitiram estabelecer um conhecimento aprofundado sobre a idade relativa dos eventos que descrevem a evolução recente da ilha Terceira. Destaca-se, em particular, o extenso trabalho efectuado por Self (1976) onde é estabelecida a relação estratigráfica entre os vários depósitos gerados ao longo dos últimos 20 000 a 23 000 anos de actividade da zona fissural, vulcão de Santa Bárbara e Pico Alto. Estes valores reflectem a idade atribuída por carbono 14 aos ignimbritos das Lajes e de Angra respectivamente (Shotton & Williams, 1973; Shotton et al., 1974), cuja dispersão permitiu que fossem considerados como horizontes estratigráficos de referência.

A idade dos eventos que presidiram à evolução precoce da ilha Terceira encontra-se ainda pouco constrangida. No entanto, o facto da base imersa da ilha estar limitada a norte e a sul por anomalias magnéticas com cerca de 800 000 anos de idade<sup>9</sup> permite considerar uma idade máxima de 1 Ma como plausível. De resto, este valor foi também proposto por Self (1976) com base no volume total das lavas que constituem a ilha e na taxa de extrusão estimada para os últimos 23 000 anos.

Os dados de geocronologia absoluta podem ser praticamente resumidos pelos trabalhos de Féraud et al. (1980) e White et al. (1976). A partir do método de datação K/Ar (rocha total), os primeiros atribuem uma idade inferior a 300 000 e a 30 000 anos para a formação das caldeiras dos vulcões dos Cinco Picos e Santa Bárbara

---

<sup>9</sup> Esta idade corresponde à última inversão do campo geomagnético (inversão de Brunhes) que marca o início do período de polaridade normal que permanece na actualidade.



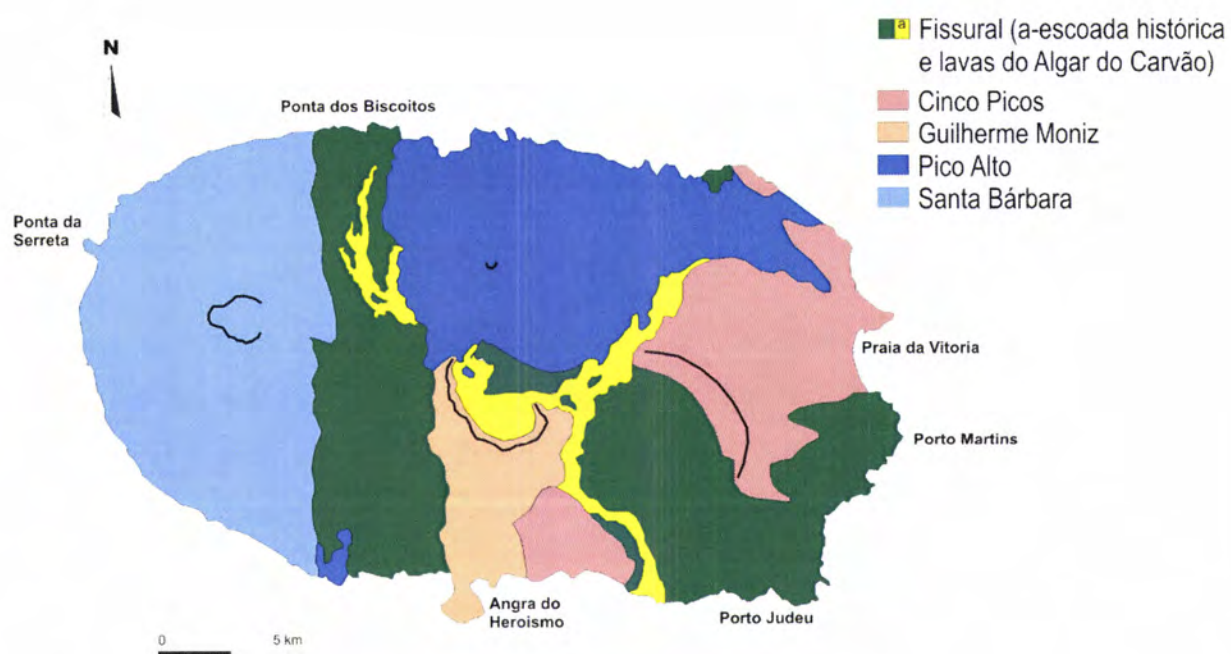
respectivamente. O valor de 300 000 anos sugere, para a ilha Terceira, uma idade mais recente do que a proposta por White et al. (1976) atendendo à idade obtida a partir das razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e Rb/Sr para uma das lavas riolíticas extruídas ao longo do flanco NW do vulcão de Santa Bárbara – 750 000 anos.

Uma idade bem mais antiga para a ilha Terceira é sugerida pelas datações K/Ar (rocha total?) apresentadas por Ferreira & Azevedo (1995). Com efeito, estes autores atribuem respectivamente idades de 3.2 e 3.5 Ma para rochas amostradas nas costas SE e SW da ilha. Importa referir, no entanto, que estes valores colidem com as observações de campo e com os argumentos referidos anteriormente, os quais sugerem uma idade bem mais recente para a ilha Terceira.

No que diz respeito às principais estruturas tectónicas presentes na ilha Terceira, importa destacar o denominado *graben* das Lajes pela expressão morfológica que apresenta (Fig. 4.1). A direcção das falhas que limitam o *graben* é, grosso modo, NW-SE e oblíqua à direcção geral WNW-ESSE que caracteriza o alinhamento de cones vulcânicos ao longo da zona Fissural. Importa referir que alguns dos sismos mais destrutivos para as populações da ilha Terceira parecem ter tido a sua origem em estruturas associadas ao *graben* das Lajes, nomeadamente os de Maio de 1614 e Junho de 1841 (Madeira, 1998, 2005).

No seu trabalho sobre a geologia da ilha Terceira, Nunes (2000) publica um esboço vulcano-tectónico que agrupa os vários depósitos vulcânicos aflorantes em função da sua origem relativamente aos principais centros emissores anteriormente considerados (Figura 4.3). Esta simplificação é semelhante à adoptada por Madeira (2005) e será utilizada no decurso do presente trabalho, procurando-se estabelecer e interpretar as principais diferenças que possam estar associadas aos vários sistemas vulcânicos propostos: Cinco Picos, Guilherme Moniz, Pico Alto, Santa Bárbara e Fissural.

Refira-se que o conceito de sistema vulcânico adoptado no presente trabalho é definido com base na expressão superficial do centro emissor e na natureza e origem das lavas que lhe estão associadas, cumprindo-se, deste modo, as recomendações propostas por Walker (2000).



**Fig. 4.3.** Associação dos vários depósitos vulcânicos aflorantes com os vários sistemas vulcânicos reconhecidos na ilha Terceira (adaptado de Nunes, 2000 e Madeira, 2005).



## 5. Amostragem e metodologia

---

Para o cumprimento dos objectivos propostos foram realizadas cinco campanhas de campo (entre Julho de 2001 e Março de 2004) durante as quais se procedeu à amostragem das diversas escoadas estudadas ao longo do presente trabalho. Do conjunto inicial seleccionaram-se 76 amostras, tendo em vista a obtenção de análises de litogeoquímica a realizar pelo laboratório *Actlabs*. Para além de se pretender uma amostragem representativa dos vários sistemas vulcânicos, os critérios que presidiram à escolha das lavas a analisar privilegiaram aquelas que apresentavam texturas menos porfíricas e uma matriz caracterizada pela ausência de alteração secundária.

Na figura 5.1 encontra-se representada a localização das várias amostras analisadas atendendo à natureza da lava (de acordo com a cartografia de Zbyszewski et al., 1971) e ao sistema vulcânico associado (de acordo com a subdivisão proposta por Nunes, 2000 e Madeira, 2005). A amostra PMT-Serr-2 foi recolhida em Abril de 1999 durante a erupção submarina ao largo da Ponta da Serreta, tendo sido gentilmente cedida pelo Dr. Pedro Silva (Centro de Geofísica da Universidade de Lisboa). Foram analisadas 65 lavas de composição básica a intermédia e 11 lavas de carácter ácido (capítulo 7.). A maior parte das lavas ácidas amostradas estão associadas ao sistema vulcânico do Pico Alto relativamente ao qual não afloram rochas menos evoluídas.

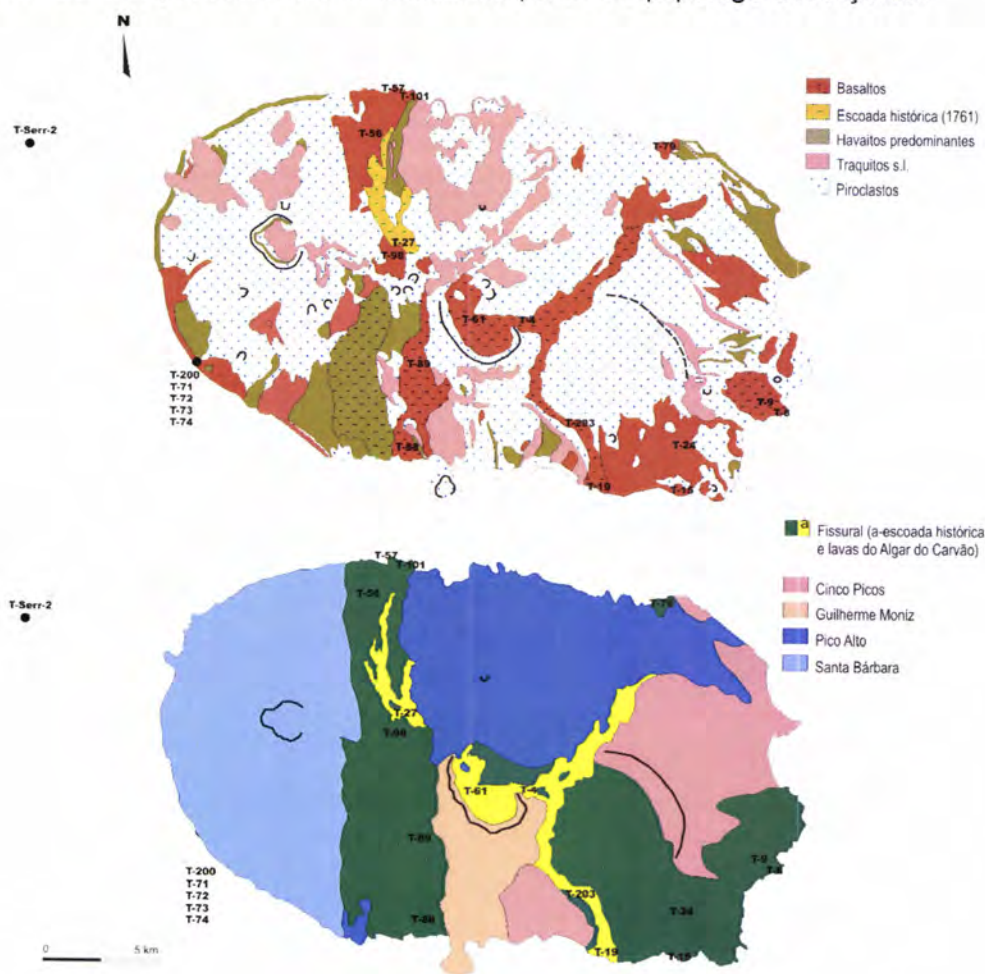
O pequeno número de análises efectuado para os termos ácidos não corresponde à importante expressão que estes assumem no terreno. No entanto, e como anteriormente referido, os principais objectivos da presente dissertação dizem respeito à caracterização da fonte mantélica que alimenta o vulcanismo na ilha Terceira e dos processos que promoveram a geração de magmas e a sua ascensão para a superfície. A análise petrográfica e mineralógica das lavas traquíticas e riolíticas, bem como os processos de evolução e diferenciação magmática que estiveram na sua origem não serão, assim, contemplados ao longo deste trabalho. De resto, os processos que conduziram à formação das lavas ácidas da ilha Terceira foram já objecto de estudo de uma tese de Doutoramento realizada em 1993 por James Mungall (McGill University, Montreal, Canadá).





representativas das várias fases minerais que tipificam os vários litótipos seleccionados (capítulo 6.).

Com o objectivo de proceder à caracterização da fonte mantélica foram efectuadas, no *Institut de Physique du Globe de Paris* e sob a orientação do Prof. Doutor Manuel Moreira, análises isotópicas de gases nobres (hélio e néon) em fenocristais de olivina (capítulo 9.). Para este efeito foram escolhidas 19 amostras onde a presença de olivina pertencente à geração fenocristalina fosse suficiente para produzir um concentrado com cerca de 1 grama a partir de uma amostra de mão (Fig. 5.2). A maior parte destas amostras foram colhidas durante a primeira campanha de campo, em 2001. No entanto, de forma a obter a quantidade de olivina necessária, algumas lavas foram reamostradas em 2002, tendo-lhes sido atribuída a mesma referência acrescentada do sufixo A. No que diz respeito ao néon, as análises efectuadas constituem os primeiros dados recolhidos para o arquipélago dos Açores.

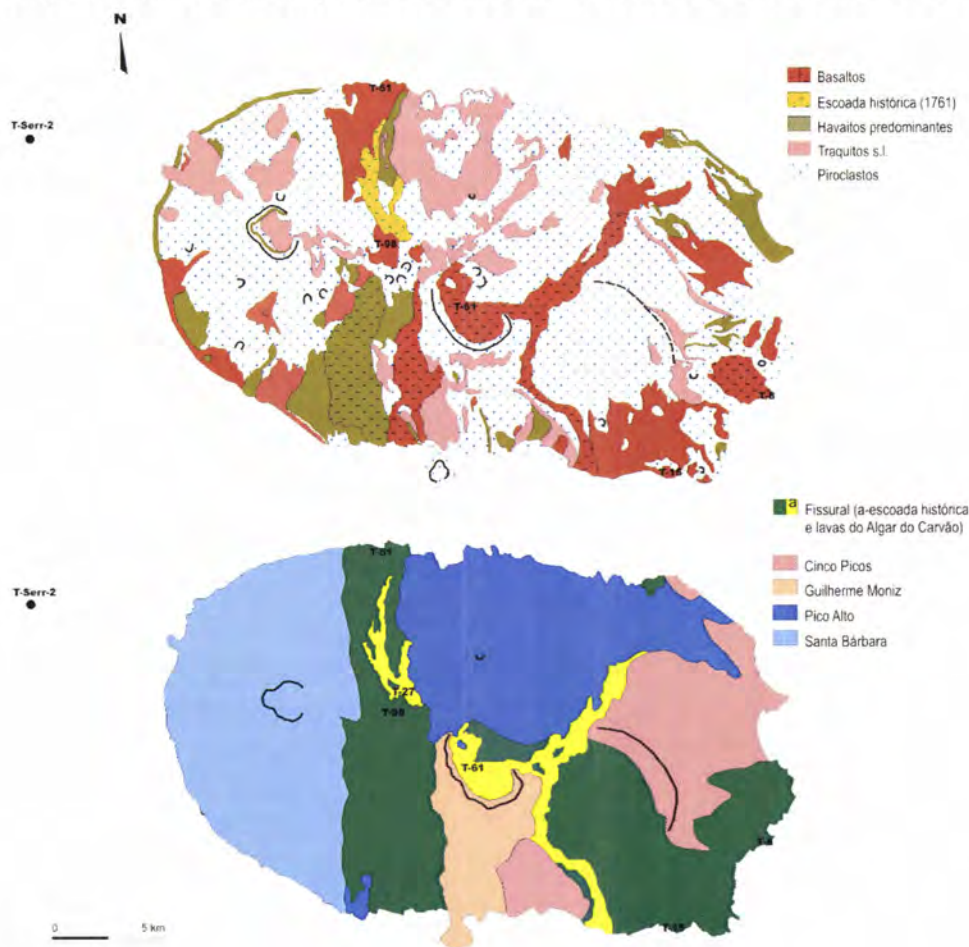


**Fig. 5.2.** Localização das amostras seleccionadas para a realização de análises isotópicas de gases raros (He e Ne) com base nos dois tipos de cartografia considerados anteriormente.



Importa salientar que a maior parte das amostras estudadas são provenientes de escoadas lávicas que afloram à superfície e que constituem a cobertura da ilha Terceira. De acordo com Self (1976), a maior parte destas lavas deve ter resultado de erupções ocorridas ao longo dos últimos 23 000 anos, à excepção daquelas colhidas junto à povoação da Praia da Vitória e associadas ao sistema vulcânico dos Cinco Picos. Restam, contudo, algumas dúvidas que dizem respeito às lavas amostradas nos sectores SW (sistema vulcânico de Santa Bárbara) e SE da ilha Terceira (sistema vulcânico Fissural).

A datação de algumas lavas associadas ao sistema vulcânico Fissural foi ainda ensaiada através da análise de He de natureza cosmogénica armazenado no interior da rede cristalina dos fenocristais de olivina. Pretende-se, deste modo, constranger as idades de algumas das escoadas basálticas (Fig. 5.3) que, de acordo com Zbyszewski et al. (1971), apresentam um “*aspecto extremamente moderno*”.



**Fig. 5.3.** Localização das amostras seleccionadas para datação a partir do He de origem cosmogénica com base nos dois tipos de cartografia considerados anteriormente.

Para concluir, importa mencionar que métodos analíticos inerentes ao cumprimento das tarefas atrás enunciadas encontram-se descritos em anexo: química mineral e litogeoquímica, nos anexos I e II respectivamente; análise isotópica dos gases nobres no anexo III e a preparação das amostras, tendo em vista a obtenção de concentrados minerais, no anexo IV.

---

## 6. Petrografia e caracterização química das principais fases minerais

---

A análise petrográfica deve considerar a descrição da composição modal das lavas amostradas, bem como a caracterização das propriedades observadas independentemente da sua composição. O conjunto de tais propriedades define o conceito de *fabric* magmático, o qual pode ser subdividido no domínio das estruturas e das texturas<sup>10</sup> (Best & Christiansen, 2001). As diferenças entre os dois domínios resultam fundamentalmente da escala de observação: meso a macroscópica no primeiro caso e meso a microscópica no caso das texturas.

### 6.1. Estruturas

A observação, no terreno, das várias lavas amostradas, permite individualizar escoadas cuja espessura não ultrapassa normalmente os 3 metros. A exceção diz sobretudo respeito às escoadas ácidas, cuja possança atinge frequentemente a ordem das várias dezenas de metros como resultado da sua elevada viscosidade (Fig. 6.1).



**Fig. 6.1.** Panorama de parte da falésia W da ilha Terceira na zona da Serreta. A fotografia coloca em evidência o forte contraste que existe entre a espessura de uma escoada traquítica (à direita) e a espessura típica associada às escoadas de carácter mais básico (à esquerda), definindo uma sequência com mais de uma dezena de níveis).

<sup>10</sup> O domínio das texturas pode também ser designado por microestruturas.



---

Os diferentes tipos de superfície associados às lavas básicas permitem proceder à sua classificação como escoadas do tipo do tipo *aa* (superfícies escoriáceas) ou *pahoehoe* (superfícies lisas, por vezes encordoadas) (e.g. Macdonald, 1953). Ainda que possa existir uma correlação entre esta classificação e o teor de voláteis existentes na lava (tendencialmente maior nas lavas do tipo *aa* segundo Augustithis, 1978), o desenvolvimento das diferentes superfícies depende fundamentalmente da taxa de efusão e da viscosidade.

As lavas do tipo *aa* estão normalmente associadas a uma taxa de efusão elevada, a qual favorece a ruptura da superfície de topo da escoada. As descontinuidades assim geradas favorecem um arrefecimento mais rápido do interior da lava, conduzindo a um aumento da viscosidade que se traduz na brechificação típica (*clinker*) daquele tipo de escoada. Pelo contrário, a ocorrência de lavas do tipo *pahoehoe* está normalmente associada a uma menor taxa de efusão. Deste modo, o arrefecimento do topo da escoada permite a criação de uma fina crosta sob a qual a lava continua a fluir. Na presença de declives suaves a resistência ao escoamento pode conduzir ao enrugamento da superfície da escoada, com o desenvolvimento de estruturas encordoadas típicas (Best & Christiansen, 2001 e referências inclusas).

O desenvolvimento dos diferentes tipos de superfície é ainda condicionado pela proporção de cristais transportados no interior da escoada. Com efeito, a presença de cristais exerce uma forte influência na viscosidade, estando o seu incremento associado ao desenvolvimento de superfícies do tipo *aa* (Cashman et al., 1999).

A transição de lavas do tipo *pahoehoe* para lavas do tipo *aa* ocorre frequentemente com a distância ao centro emissor e surge como resposta ao aumento de viscosidade que decorre do arrefecimento e/ou aumento da proporção de cristais transportados pela lava (McPhie, 1993). De acordo com Peterson & Tilling (1980), o mesmo tipo de transição pode também ocorrer com o incremento da tensão cisalhante imposta à lava, a qual pode surgir associada a um aumento brusco no declive da topografia do substracto.

Relativamente à ilha Terceira, as lavas basálticas de Porto Martins, bem como as que preenchem o interior da caldeira de Guilherme Moniz, constituem maioritariamente exemplos de escoadas do tipo *pahoehoe* (Fig. 6.2).





**Fig. 6.2.** Estruturas encordoadas que se desenvolvem na superfície da escoada com uma idade compreendida entre 1700 e 2100 anos. Fotografado na zona da Serretinha (costa sul da ilha Terceira).

Ao contrário, as lavas que constituem a Ponta dos Biscoitos podem ser geralmente classificadas como sendo do tipo *aa* (Fig. 6.3). Estas últimas são caracterizadas por uma elevada percentagem de fenocristais (a rondar os 15%) que poderá ter estado associada à brechificação da lava que se observa neste local. De resto, o aspecto desta escoada está intimamente relacionado com a designação de “*Biscoitos*” atribuída pelos habitantes da ilha.



**Fig. 6.3.** Aspecto geral do *clinker* associado à escoada de lava *aa* que constitui a Ponta dos Biscoitos.

No interior das várias escoadas amostradas é frequente a ocorrência de vesículas. A sua proporção, forma e dimensão é, contudo, variável, sendo difícil estabelecer critérios que permitam utilizar estas características como distintivas das várias escoadas. Com efeito, a referida variabilidade pode ser observada em diferentes



---

troços de uma mesma escoada e resulta do facto da existência de vesículas não depender apenas do conteúdo em voláteis, mas também da taxa de efusão, viscosidade e tipo de escoamento. Refira-se ainda que não são conhecidas lavas com estrutura “em almofada” (*pillow lavas*) que pudessem testemunhar alguns dos eventos de erupção submarina que antecederam a fase de emersão da ilha.

## 6.2. Texturas

Do ponto de vista textural, a análise petrográfica das rochas estudadas revela um predomínio de texturas inequigranulares porfíricas a seriadas, sendo a geração fenocristalina maioritariamente constituída por olivina, clinopiroxena castanha (augite) e plagioclase. Estes fenocristais a microfenocristais encontram-se invariavelmente imersos no seio de uma matriz microcristalina dominada por micrólitos de plagioclase e minerais opacos. No entanto, algumas diferenças texturais, nomeadamente no que respeita à diferente proporção das fases minerais presentes na geração fenocristalina e/ou matriz, permitem contribuir para a definição dos sistemas vulcânicos sugeridos pela cartografia de Nunes (2000) e Madeira (2005) anteriormente apresentada (vide capítulo 4.).

### 6.2.1. Cinco Picos

As rochas que integram o sistema vulcânico dos Cinco Picos podem ser associadas aos eventos eruptivos mais antigos da ilha Terceira. Para a caracterização deste sistema vulcânico, foi amostrada uma lava que aflora no topo do bordo norte da caldeira (na proximidade do vértice geodésico da Serra do Cume), bem como a maior parte dos níveis que constituem a sequência de escoadas aflorante no bordo E do *graben* das Lajes junto ao porto da povoação da Praia da Vitória (Estampa 1a). Nesta sequência, a transição entre as diferentes escoadas é por vezes realçada pela ocorrência de um paleosolo de cor alaranjada que testemunha a existência de hiatos na actividade vulcânica responsável pelo empilhamento lávico. A amostra PV-1 foi colhida na base da sequência e imediatamente acima do nível do mar. A amostra PMT-48 corresponde a um dos níveis superiores que constituem o topo actual da sequência.

A principal característica do conjunto das lavas amostradas consiste no facto destas apresentarem uma textura praticamente afanítica. Os cristais de maior dimensão (<1% do volume total) que sobressaem ligeiramente da matriz apresentam formas euédricas a subeuédricas, sendo maioritariamente constituídos por plagioclase e mais raramente por olivina, clinopiroxena e/ou minerais opacos (Estampa 1b). Estes últimos podem surgir como inclusão no interior da plagioclase e da clinopiroxena.

Relativamente à sequência amostrada junto à Praia da Vitória é possível reconhecer uma maior proporção de clinopiroxena (augite) nas escoadas superiores, sendo a sua cristalização provavelmente concomitante com a plagioclase. É também nos níveis superiores que se pode constatar a presença (rara) de pequenos fenocristais de minerais opacos. Quando ocorrem na geração fenocristalina, os cristais de olivina surgem invariavelmente orlados por idingsite. Na amostra PMT-48, a idingsite pode surgir confinada ao núcleo de cristais de olivina e envolvida por um bordo isento de alteração (Estampa 1c). Tal como referido por Edwards (1938, *in* Augustithis, 1978) e Martins (2004) este tipo de ocorrência sugere que a alteração dos cristais de olivina tenha ocorrido a uma temperatura superior à *solidus* do sistema em causa permitindo, assim, o crescimento posterior dos cristais de olivina previamente idingsitizados.

A mineralogia das lavas associadas ao sistema vulcânico dos Cinco Picos é dominada pela ocorrência de micrólitos de plagioclase e grãos de minerais opacos (ilmenite e magnetite). Os cristais de plagioclase encontram-se frequentemente alinhados como consequência do escoamento da lava (Estampa 1d), definindo aquilo que por vezes é designado por textura traquítica (e.g. Best & Christensen, 2001). Importa sublinhar, contudo, que a utilização deste termo é puramente descritiva e não assume qualquer conotação quanto ao tipo de rocha em causa. A olivina é menos abundante mas, ao contrário do que acontece com a clinopiroxena, a sua presença é permanente.

Em algumas amostras é ainda possível observar a presença de cristais de biotite. A ocorrência deste filossilicato é interpretada como representando as últimas fases de arrefecimento da lava, uma vez que os seus cristais surgem normalmente associados ao preenchimento parcial de vesículas (Estampa 1e).



---

## Estampa 1

a – Aspecto geral da falésia integrada no bloco NE do *graben* das Lajes. É possível observar a ocorrência de paleosolos de cor alaranjada intercalados entre os níveis de escoada associados ao sistema vulcânico dos Cinco Picos.

b – Fenocristais de olivina (Olv) (bordo alterado para idingsite) e plagioclase (plg). Luz paralela. Amostra PV-1.

c – Cristais de olivina e de clinopiroxena (Clpx, ao centro). Os cristais de olivina encontram-se fortemente idingsitizados. Em alguns desses cristais é possível, contudo, reconhecer a existência de um bordo não alterado, testemunhando a existência de processos de idingsitização em condições de temperatura superior à *solidus* do sistema em causa. Luz paralela. Amostra PMT-48.

d – Textura traquítica defenida com base no alinhamento dos cristais de plagioclase. No canto superior direito é possível distinguir dois cristais de biotite (no interior de uma vesícula) orientados sub-perpendicularmente à direcção de escoamento. Nicóis cruzados. Amostra PMT-36.

e – Crescimento de cristais de biotite no interior de vesículas. Luz paralela. Amostra PMT-36.



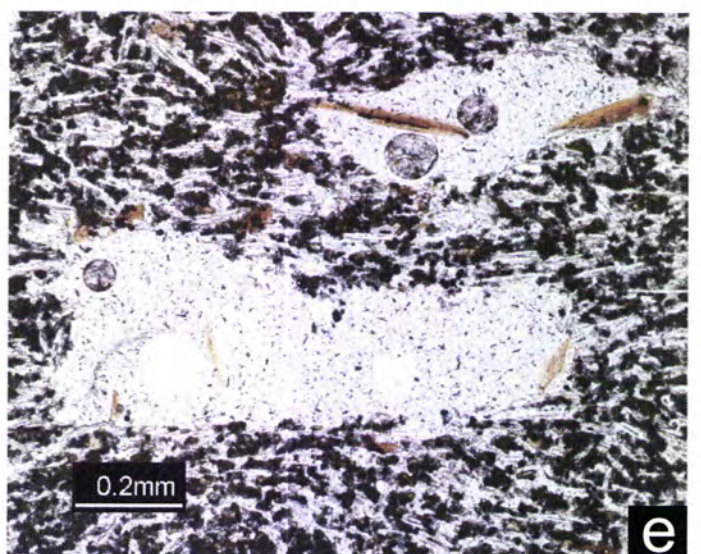
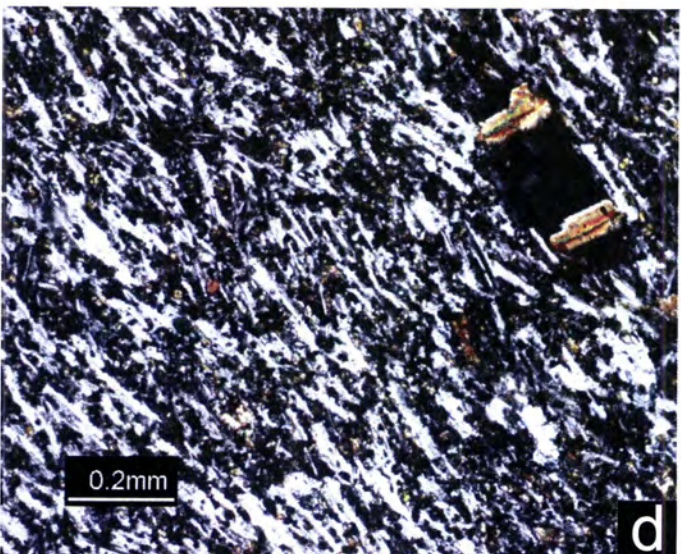
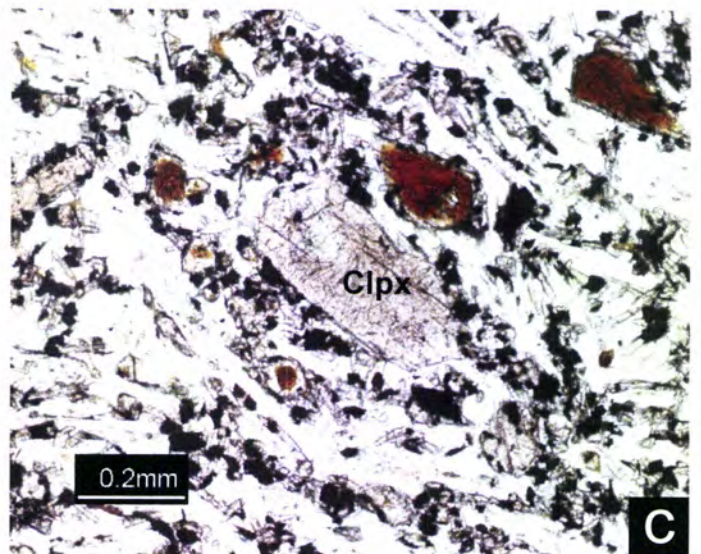
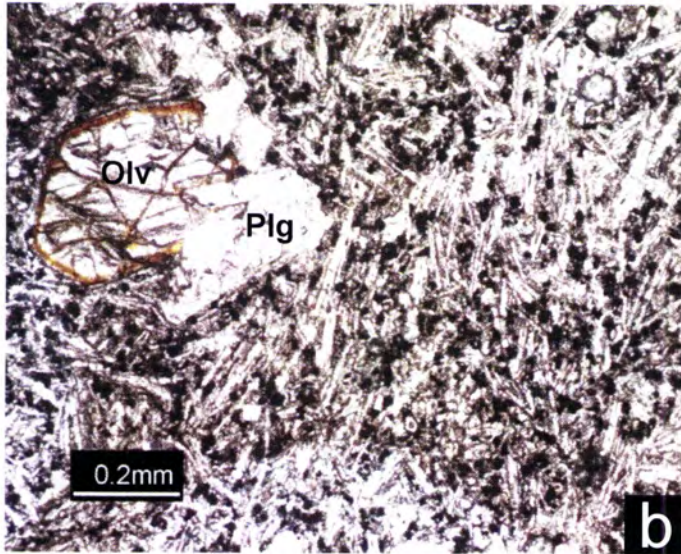
ESE



WNW



ESTAMPA ①





---

## Estampa 2

a - Textura porfírica de tendência seriada, composta por um predomínio de fenocristais de olivina e clinopiroxena e microfenocristais de plagioclase. Nicóis cruzados. Amostra PMT-101.

b - Fenocristal de olivina de contorno anédrico. A existência de deformação intracristalina é expressa pela presença de maclas. Nicóis cruzados. Amostra PMT-8.

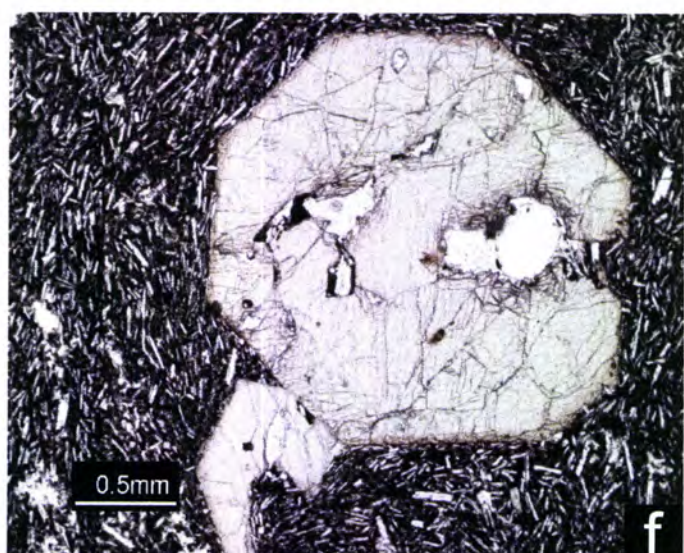
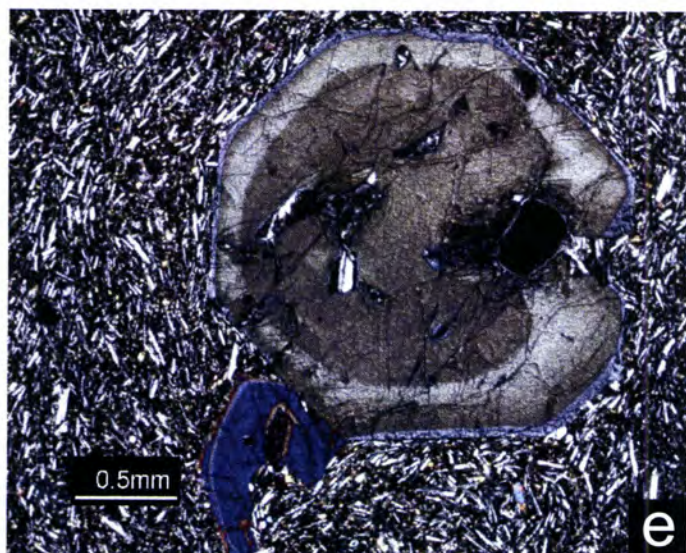
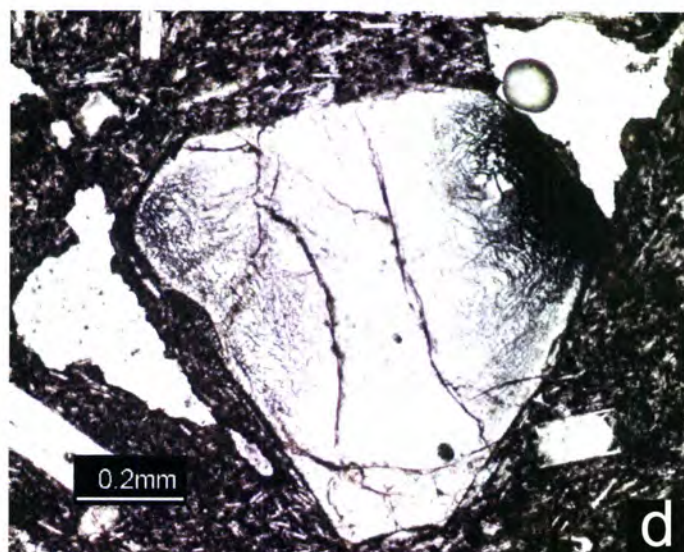
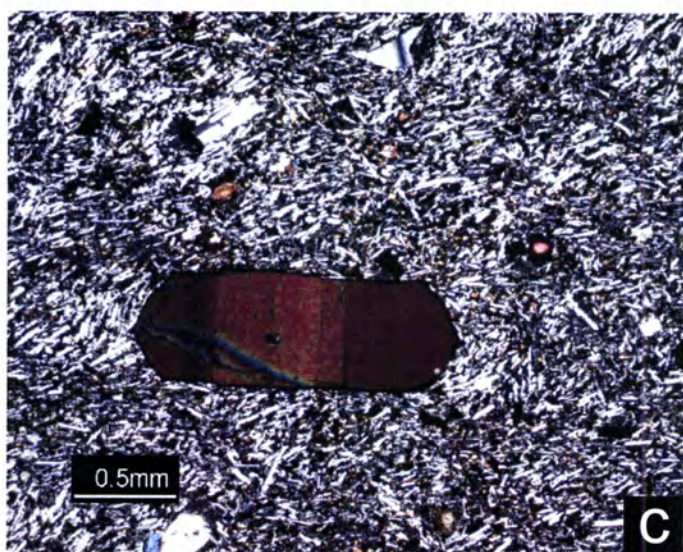
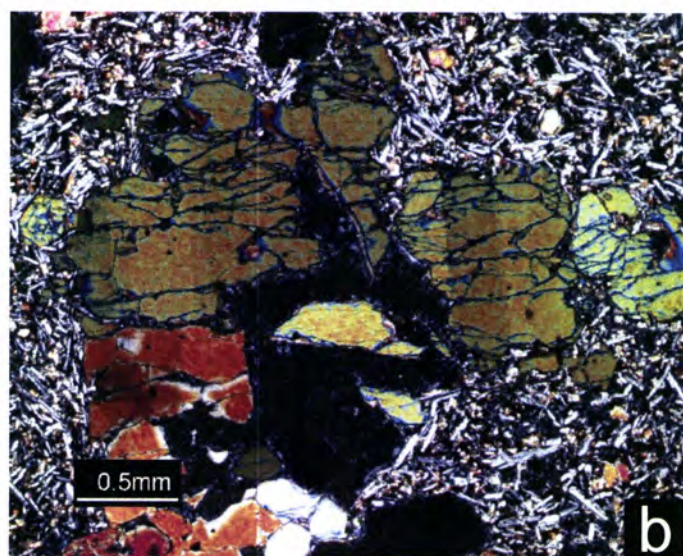
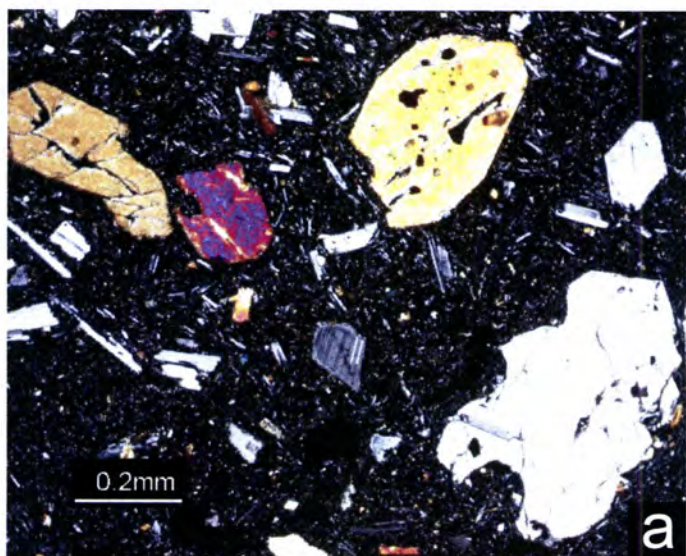
c - Fenocristal de olivina de contorno euédrico. A existência de deformação intracristalina é expressa pela presença de maclas. Nicóis cruzados. Amostra PMT-24.

d - Alteração da olivina, cujo desenvolvimento é passível de ser interpretado em associação com os processos de desgaseificação. Note-se a proximidade das zonas de maior alteração com a ocorrência de vesículas. Luz paralela. Amostra PMT-101.

e - Zonamento concêntrico descontínuo observado numa secção basal de um fenocristal de clinopiroxena (augite). Nicóis cruzados. Amostra PMT-89.

f - Mesmo motivo da fotografia anterior, mas observado em luz paralela. Repare-se no tom mais acastanhado do bordo relativamente ao núcleo, reflectindo um incremento no teor de Ti em direcção ao bordo do fenocristal.







---

### **Estampa 3**

a - Zonamento sectorial observado num microfenocristal de clinopiroxena. Nicóis cruzados. Amostra PMT-14.

b - Microfenocristal de piroxena com núcleo de cor verde. Luz paralela. Amostra PMT-28.

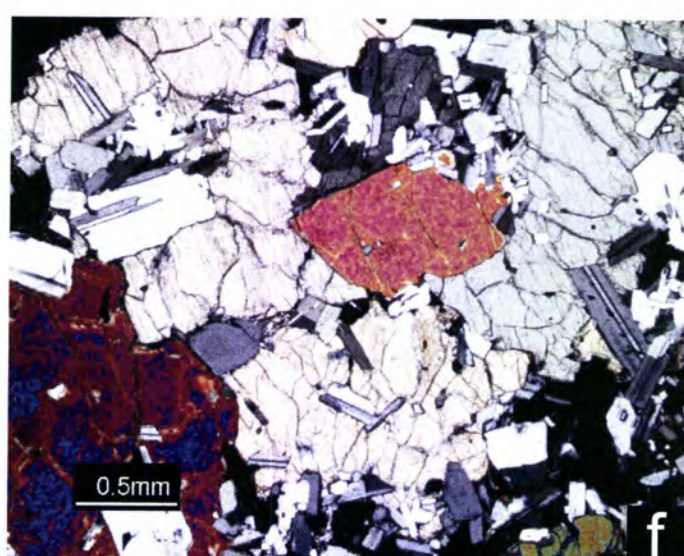
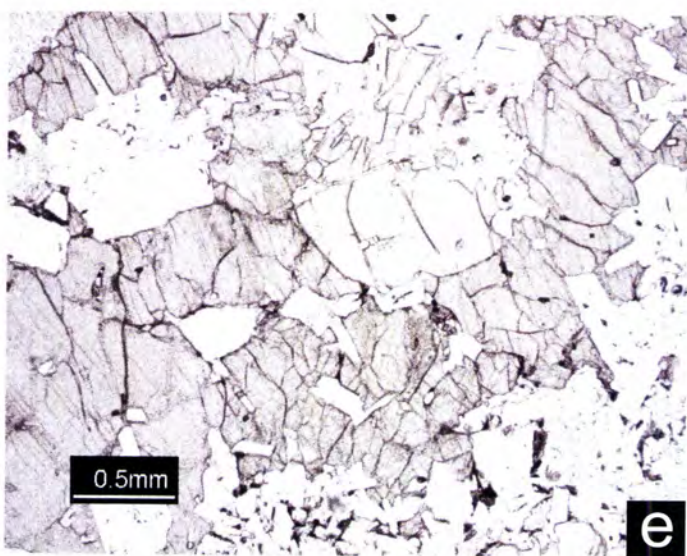
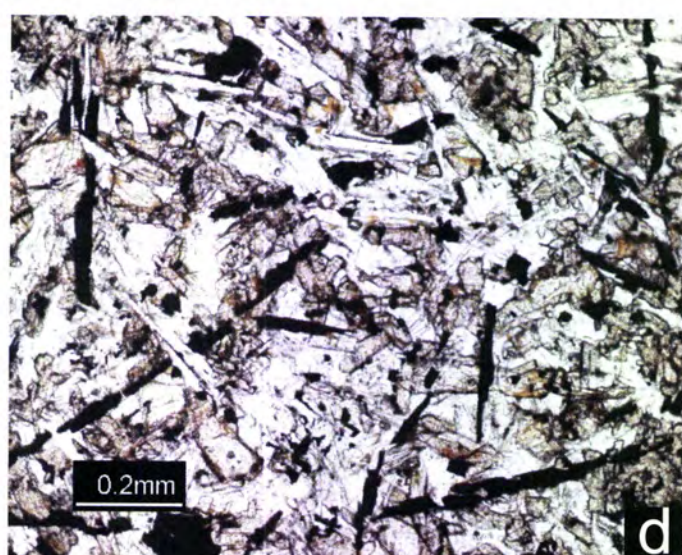
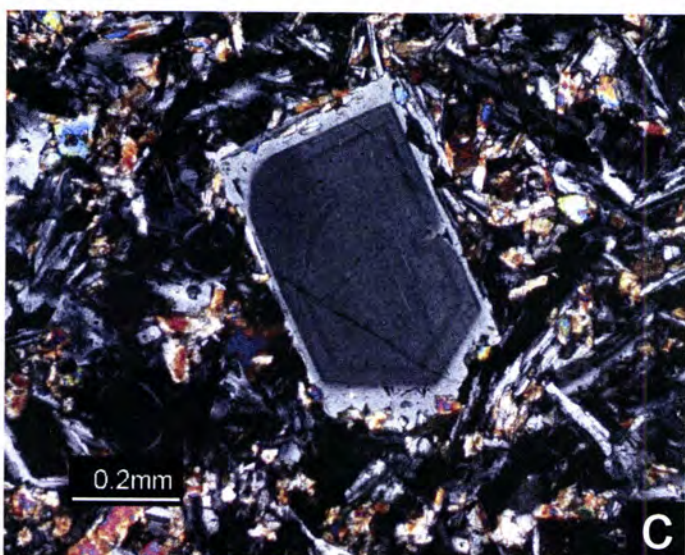
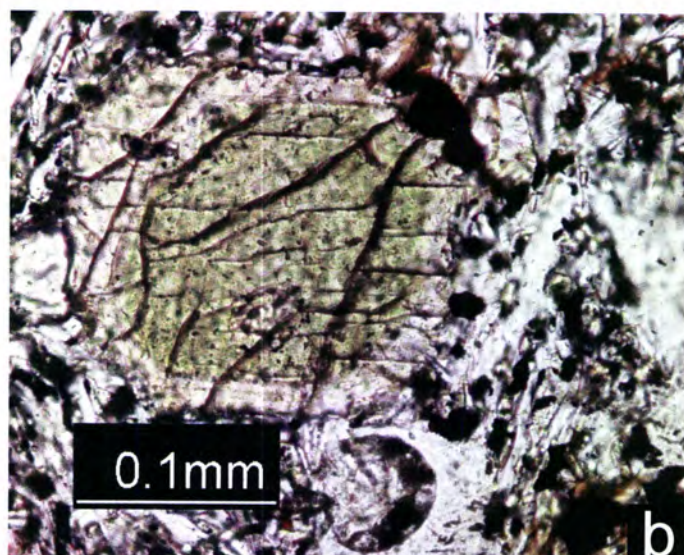
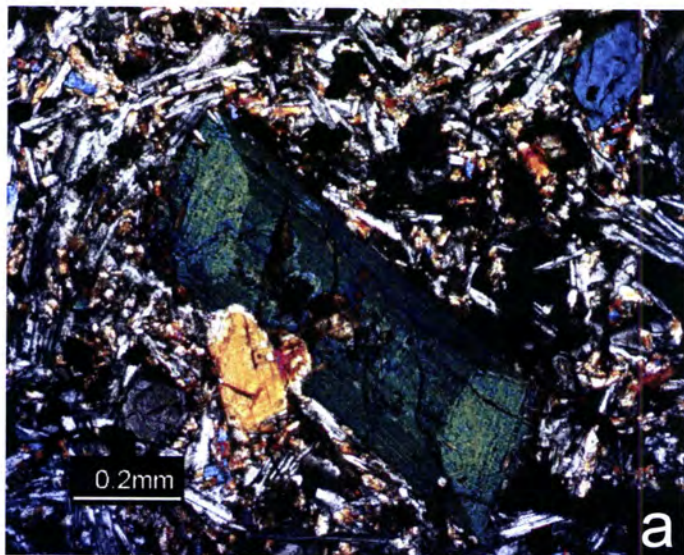
c - Microfenocristal de plagioclase com zonamento concêntrico descontínuo. Nicóis cruzados. Amostra PMT-13.

d - Matriz com cristais de ilmenite de hábito acicular. Nicóis cruzados. Amostra PMT-79.

e - Cumulado gabróico formado pela associação de olivina (ao centro), clinopiroxena (augite) e plagioclase. Luz paralela. Amostra PMT-57.

f - Mesmo motivo que o anterior fotografado com os nicóis cruzados.







---

#### **Estampa 4**

Aspecto geral da falésia junto à capela da Senhora da Ajuda (SW da povoação de Santa Bárbara). Na fotografia encontram-se assinalados os vários níveis de lava amostrados e a referência das respectivas amostras.

NW



SE

---

## Estampa 5

a - Fenocristais euédricos a subeuédricos de plagioclase que revelam a existência de zonamento concêntrico descontínuo, com o crescimento de várias bandas em torno de um núcleo de contorno mais irregular. Nicóis cruzados. Amostra PMT-85.

b - Glomerocristais de plagioclase com zonamento múltiplo.

c, d, e - Diferentes tipo de ocorrência dos fenocristais de olivina. Luz paralela. Sem alteração, amostra PMT-74; orlado por idingsite, amostra PMT-54; quase totalmente substituído por idingsite, amostra PMT-53.

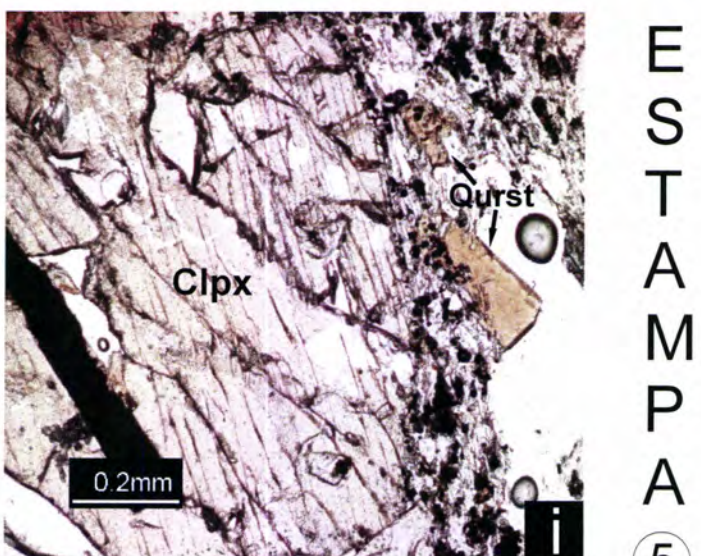
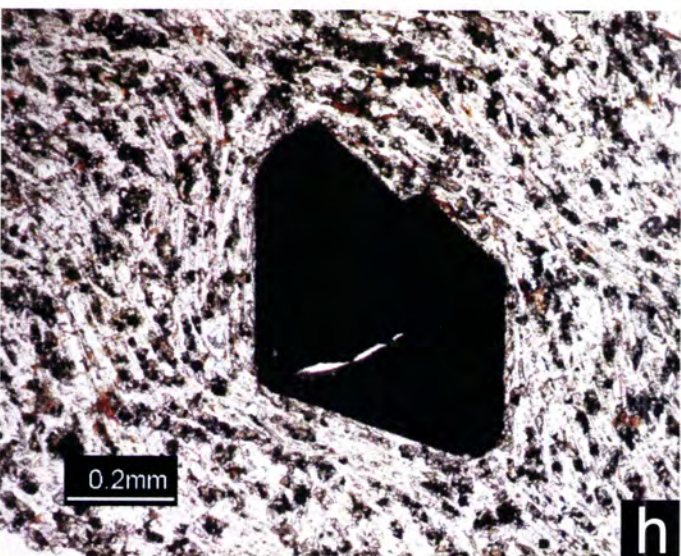
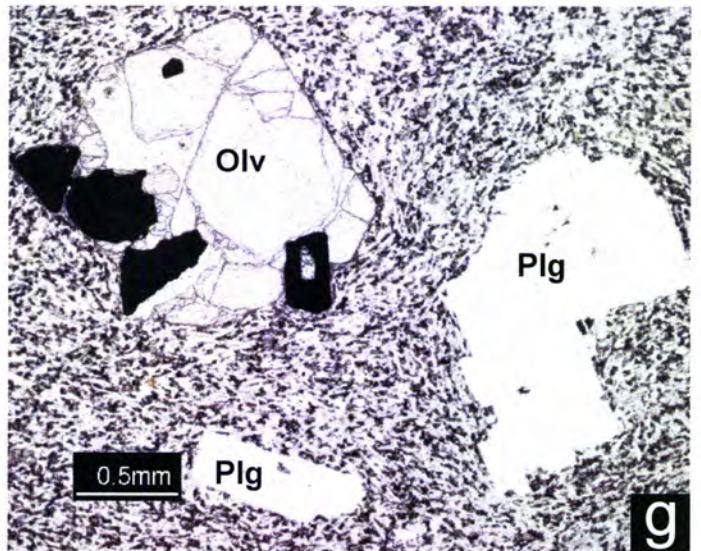
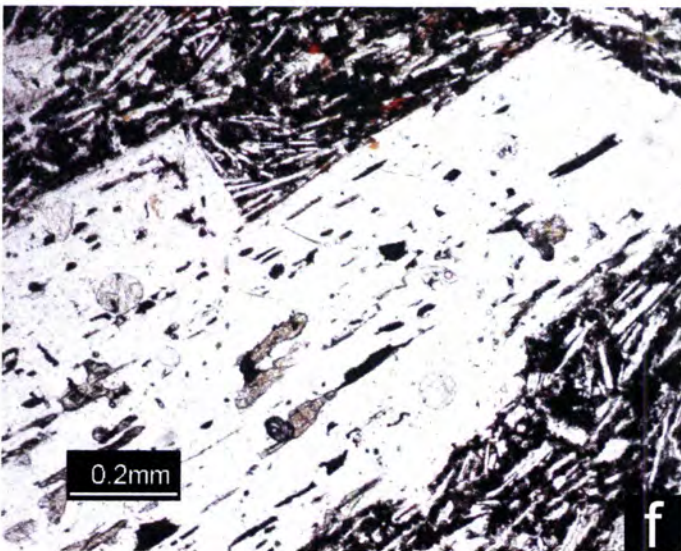
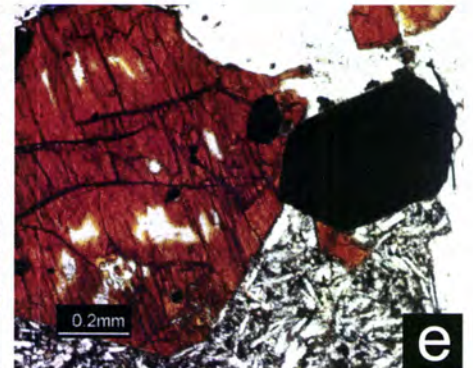
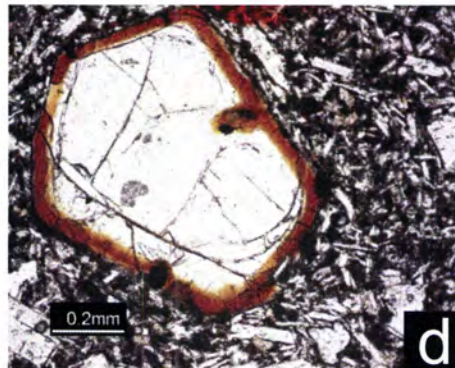
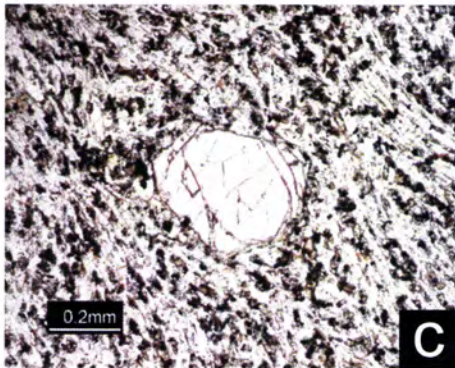
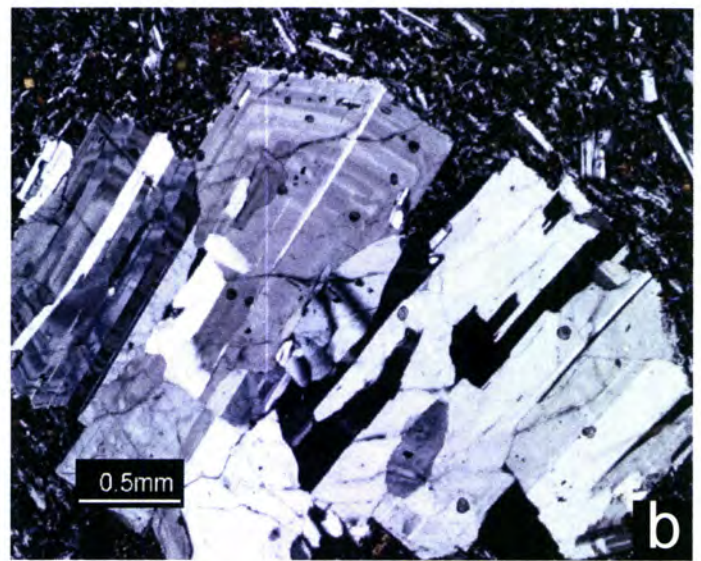
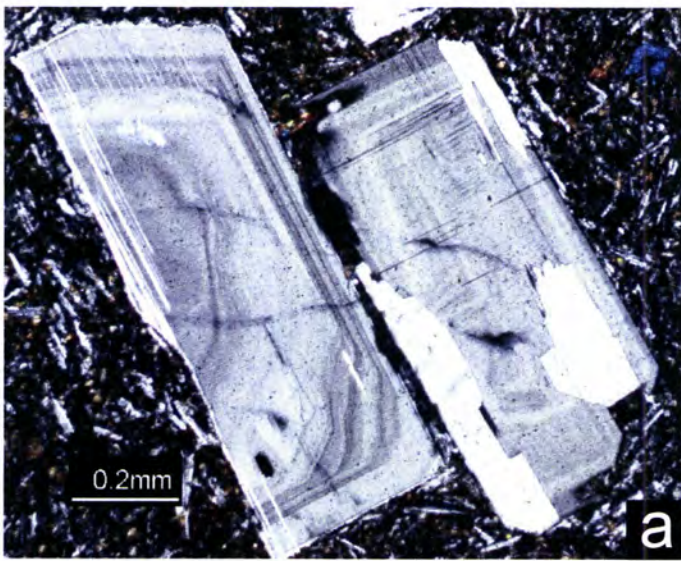
f - Fenocristal euédrico de plagioclase com inclusões alongadas e alinhadas paralelamente aos bordos de clinopiroxena e material opaco. Luz paralela. Amostra PMT-68.

g - Ocorrência de olivina (Olv) em associação com fenocristais de minerais opacos (titanomagnetite e ilmenite). Plg Plagioclase. Luz paralela. Amostra PMT-74.

h - Microfenocristal de titanomagnetite. Luz paralela. Amostra PMT-74.

i - Ocorrência de quersutite (Qurst) associada à ocorrência de uma vesícula na proximidade de um fenocristal de clinopiroxena (Clpx). Luz paralela. Amostra PMT-74.







---

## 6.2.2. Sistema Fissural

O conjunto de lavas relativo a este sistema vulcânico engloba aquelas formadas no decurso das erupções basálticas consideradas modernas. Estas últimas constituem as escoadas de carácter básico de maior extensão de afloramento, chegando a cobrir distâncias superiores a 10 km (vide figura 4.2 e 4.3). Relativamente à amostragem importa salientar que ao longo da escoada mais extensa (que preenche e transborda da caldeira de Guilherme Moniz designada por Nunes (2000) por lavas do Algar do Carvão) foram colhidas sete amostras com o intuito de testar a sua homogeneidade química e mineralógica (vide capítulo 7).

As rochas do sistema vulcânico Fissural exibem uma textura porfírica, por vezes seriada (Estampa 2a), com uma proporção de fenocristais variável entre 1 e 15%. As lavas mais porfíricas correspondem às amostras colhidas na escoada que aflora na zona da Ponta dos Biscoitos. Relativamente à geração fenocristalina, a olivina e a clinopiroxena constituem as fases minerais predominantes e de maior dimensão (os seus cristais chegam a atingir 1.5 cm segundo a direcção de maior alongamento, paralela ao eixo cristalográfico *c*). A importância da plagioclase na geração fenocristalina das lavas amostradas aumenta em direcção a W; é praticamente inexistente nas lavas de Porto Martins (PMT-8, PMT-9 e PMT-31) e Porto Judeu (PMT-14 e PMT-15), tornando-se dominante e praticamente exclusiva nas amostras PMT-84, PMT-85, PMT-87 e PMT-90 (Fig. 5.1).

A olivina (78-90% Fo) contém frequentemente inclusões de minerais opacos (mais frequentemente cromite, mas também magnetite) e, não obstante a ocorrência de alguns fenocristais de forma anédrica e/ou crescimento esquelético, os seus cristais apresentam-se frequentemente com contornos subeuédricos a euédricos. Não é raro observarem-se maclas, subgranulação e/ou extinção ondulante normalmente interpretadas como reflexo de deformação intracristalina. No entanto, estas estruturas tanto ocorrem em cristais que mostram sintomas de desequilíbrio com a matriz (contornos anédricos e/ou golfos de corrosão) como em cristais euédricos ou subeuédricos (Estampa 2b e c).

Alguns fenocristais exibem ainda alinhamentos de inclusões de *melt* que, de acordo com Augustithis (1978), podem ser gerados pela penetração intracristalina do líquido

magmático remanescente. Por vezes, é possível observar uma “frente” de alteração (eventualmente por oxidação) dos fenocristais de olivina para magnetite, a qual pode estar associada aos processos de vesiculação e perda de voláteis que ocorrem em condições próximas da superfície (Estampa 2d). Tal hipótese é suportada pelo facto das zonas de maior oxidação estarem frequentemente associadas à proximidade de vesículas.

Os fenocristais de clinopiroxena (augite) apresentam frequentemente um contorno euédrico a subeuédrico e são caracterizados pelo desenvolvimento ubíquo de zonamento do tipo irregular, concêntrico ou sectorial, sendo este último mais frequente em microfenocristais (Estampa 2e e 3a). Em nicóis paralelos, o zonamento concêntrico é normalmente descrito pela ocorrência de um bordo mais castanho relativamente ao núcleo (Estampa 1f), o qual pode por vezes apresentar, em microfenocristais, uma cor esverdeada (Estampa 3b). Do ponto de vista químico, este tipo de zonamento traduz um incremento no teor de Ti em direcção ao bordo (vide ponto 6.3.2).

A clinopiroxena pode conter grãos de minerais opacos (magnetite), embora estes sejam menos frequentes do que os que ocorrem no interior dos fenocristais de olivina. Inclusões de contorno anédrico ou arredondado de olivina e, mais raramente, de plagioclase podem também ser observadas no interior de fenocristais de clinopiroxena. À semelhança da olivina, os cristais de clinopiroxena podem apresentar sintomas de deformação intracristalina materializada pelo desenvolvimento de extinção ondulante e bandas de deformação. Acresce referir que os microfenocristais de clinopiroxena são normalmente abundantes, podendo constituir agregados monominerálicos ou, alternativamente, formar associações minerais com a olivina, plagioclase e/ou minerais opacos.

Os fenocristais de plagioclase (53-82% An) ocorrem normalmente com contornos euédricos a subeuédricos, podendo conter abundantes inclusões anédricas de material opaco. A observação em nicóis cruzados revela frequentemente a existência de zonamento concêntrico por vezes descontínuo (Estampa 3c). No entanto, nas amostras caracterizadas pela maior abundância de fenocristais de plagioclase é possível observar vários anéis de crescimento em torno de um núcleo de contorno irregular. De acordo com Pearce et al. (1987) e Nelson & Montana



---

(1992) tais núcleos podem testemunhar a dissolução da plagioclase por descompressão como resultado da ascensão do magma para níveis mais superficiais. Relativamente aos minerais opacos importa referir que estes raramente figuram na geração fenocristalina. A sua maior abundância coincide, porém, com as amostras onde predominam fenocristais de plagioclase.

A matriz das lavas associadas ao sistema vulcânico Fissural é microcristalina e caracterizada pela ocorrência de plagioclase, minerais opacos (ilmenite maioritária e magnetite), clinopiroxena e olivina (frequentemente de crescimento esquelético). A ilmenite ocorre normalmente em grãos equidimensionais, mas em algumas amostras pode surgir como cristais de hábito acicular (Estampa 3d). Nas lavas históricas que transbordam da caldeira de Guilherme Moniz pode ainda ser detectada a ocorrência esporádica de biotite e, eventualmente, de hornblenda.

Relativamente às lavas extruídas a partir do sistema Fissural importa ainda salientar a presença relativamente comum de vários glomerocristais (provavelmente cumulados) de natureza gabróica a ultramáfica (Estampa 3e e f).

### **6.2.3. Santa Bárbara**

As lavas associadas ao sistema vulcânico de Santa Bárbara foram amostradas na área situada a SSW do edifício vulcânico central. Tal facto deve-se à melhor exposição das lavas nesta área, bem como ao fácil acesso à arriba actual onde foi possível amostrar uma sequência de sete níveis de escoada junto à capela da Senhora da Ajuda (Estampa 4). O nível de base desta sequência foi amostrado junto ao nível do mar e catalogado com a referência PMT-70.

A principal característica petrográfica deste conjunto de lavas diz respeito ao predomínio da plagioclase como geração fenocristalina (45-84% An). Refira-se ainda o carácter fortemente porfirítico associado à maior parte destas lavas que se traduz por uma proporção de fenocristais por vezes superior a 25%. A plagioclase é normalmente caracterizada por contornos euédricos a subeuédricos e por apresentar, em nicóis cruzados, vários anéis de crescimento expressos por um zonamento concêntrico descontínuo (por vezes, em torno de núcleos de contorno mais irregular, Estampa 5a). Este tipo de zonamento reflecte uma variação abrupta

na composição química da plagioclase durante o seu crescimento assumindo, por vezes, um carácter oscilatório (vide ponto 6.3.3). Os fenocristais de plagioclase tendem a agrupar-se em glomerocristais, conferindo à textura das lavas uma tendência glomeroporfírica (Estampa 5b). As inclusões de material opaco são frequentes e podem constituir alinhamentos segundo direcções cristalográficas bem definidas (paralelas aos traços da clivagem, Estampa 5c). No entanto, ocorrem ainda inclusões de olivina, clinopiroxena e de pequenos grãos arredondados de plagioclase.

A olivina fenocristalina (56-87% Fo) é relativamente rara, ocorrendo normalmente como cristais de contorno euédrico a subeuédrico e apresentando um grau de alteração para idingsite muito variável (Estampa 5d-f). Os cristais de olivina podem reter no seu interior inclusões de minerais opacos (provavelmente magnetite) e mais raramente de plagioclase.

A ocorrência de clinopiroxena (augite) acompanha a presença de olivina, constituindo fenocristais de contorno euédrico a subeuédrico. À semelhança do que foi descrito para as lavas associadas ao sistema Fissural, os cristais de piroxena exibem frequentemente um zonamento concêntrico ou sectorial que, em nicóis paralelos, é por vezes materializado pelo tom mais acastanhado no bordo. A presença de inclusões de minerais opacos (normalmente magnetite) e/ou plagioclase é relativamente comum, sendo ainda possível registar a ocorrência de inclusões de olivina e eventualmente de pequenos cristais de apatite.

Ao contrário do que acontece com o sistema Fissural, nas lavas associadas ao sistema vulcânico de Santa Bárbara observa-se frequentemente a presença de fenocristais a microfenocristais de minerais opacos (ilmenite e sobretudo magnetite<sup>11</sup>, Estampa 5g). Estes últimos exibem formas euédricas a subeuédricas que se traduzem pela ocorrência relativamente comum de secções hexagonais, triangulares e/ou losânicas (Estampa 5h).

---

<sup>11</sup> Por vezes é possível reconhecer lamelas de exsolução de ilmenite no seio de fenocristais de magnetite. Este tipo de textura é normalmente considerado como ocorrendo sob condições sub-*solidus* durante um arrefecimento relativamente lento no interior das escoadas e na presença de voláteis (e.g. Haggerty, 1976; Thy, 1982; Bacon & Hirschmann, 1988 *in* Mata, 1996).

---

A matriz continua a ser descrita pela predominância de micrólitos de plagioclase e grãos de minerais opacos (ilmenite e magnetite) aos quais se juntam, em proporções variáveis, cristais de olivina e clinopiroxena. A ocorrência de opacos como grãos equidimensionais é dominante, mas podem também ocorrer cristais de hábito acicular.

Na matriz das amostras PMT-70, PMT-71, PMT-72, PMT-73 e PMT-74 é possível registar o aparecimento de quersutite, cujo maior desenvolvimento se encontra normalmente associado à presença de vesículas (Fig. 7.13); cristais de biotite podem também ser observados na matriz ou com este tipo de associação.

Relativamente às lavas associadas a este sistema vulcânico importa ainda destacar a ocorrência (mais esporádica do que nas lavas do sistema Fissural) de agregados de natureza gabróica.

### **6.3. Caracterização química das principais fases minerais**

A descrição da variabilidade química dos principais constituintes mineralógicos das lavas máficas da ilha Terceira resulta das análises efectuadas no laboratório de microsonda electrónica do Centro de Geologia da Universidade de Lisboa. Os problemas técnicos que afectaram o funcionamento deste laboratório (nomeadamente ao longo de 2005) aliado aos contrangimentos impostos pelo orçamento disponível impediram, contudo, a realização de um maior número de análises que poderiam ter contribuído para o melhor esclarecimento de algumas questões suscitadas pelo quimismo das fases minerais analisadas.

Acresce ainda mencionar que a quase totalidade das análises realizadas incidem sobre cristais imersos nas lavas associadas aos sistemas vulcânicos Fissural e de Santa Bárbara. Com efeito, ao contrário das lavas associadas ao sistema vulcânico dos Cinco Picos, aquelas revelam uma história de cristalização precoce, a qual é susceptível de fornecer informações sobre os parâmetros físicos (pressão, temperatura, fugacidade de oxigénio) que presidiram à segregação dos magmas a partir do manto e à sua evolução ao longo do trajecto para a superfície.

### 6.3.1. Olivina

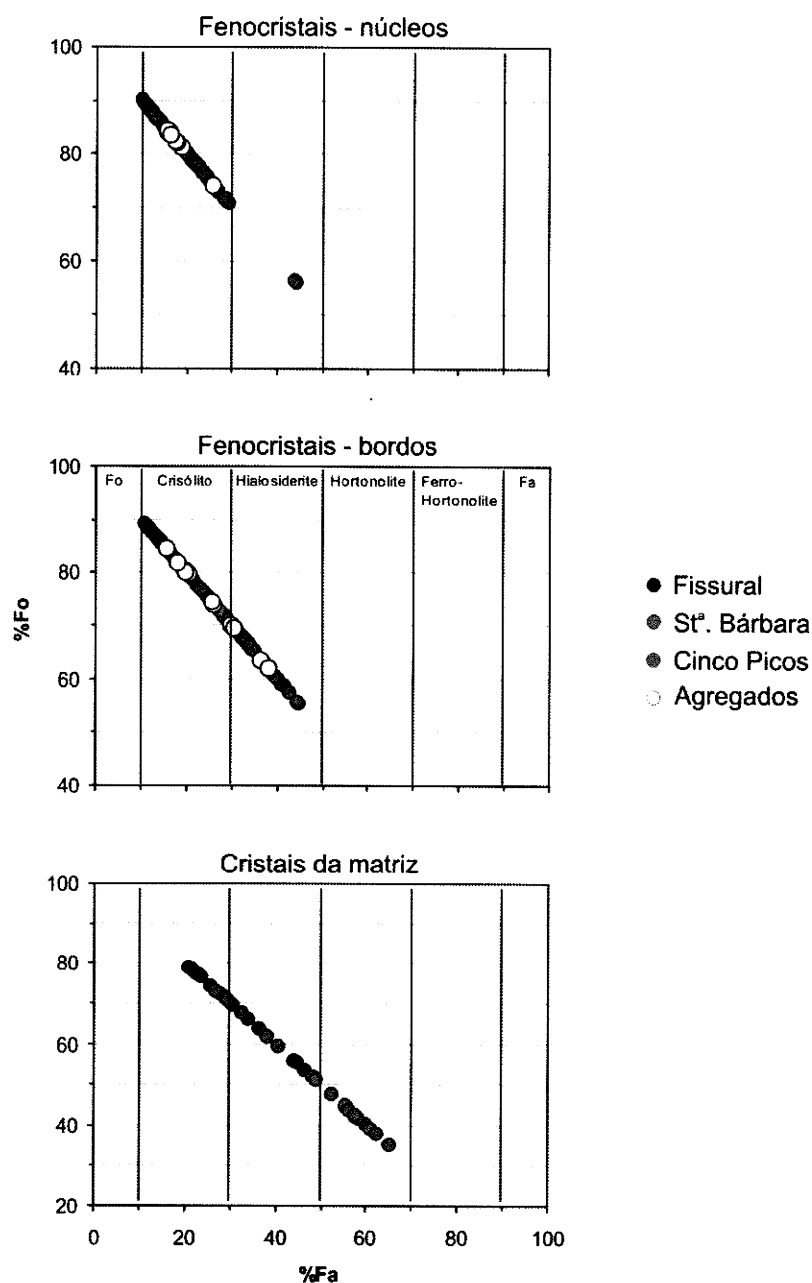
Como descrito anteriormente, a olivina é um mineral presente na matriz de todas as lavas estudadas no presente trabalho. Na geração fenocrystalina, a sua presença é também ubíqua, sobretudo nas lavas associadas ao sistema Fissural onde se assume como fase mineral dominante.

Do ponto de vista composicional, a olivina pode ser descrita genericamente através da série forsterite-faiáite ( $Mg_2SiO_4-Fe_2SiO_4$ ), cuja designação corresponde aos termos finais de uma solução sólida caracterizada pela completa diadoquia entre  $Mg^{2+}$  e  $Fe^{2+}$ . Estes catiões ocorrem em coordenação octaédrica com os átomos de oxigénio, ocupando as posições normalmente designadas por M1 e M2 (Deer et al., 1992).

A composição química dos cristais de olivina analisados com a microsonda electrónica pode ser consultada no anexo I, encontrando-se os resultados resumidos nas figuras 6.4, 6.5 e na tabela 6.1. A Fig. 6.4 e a tabela 6.1 permitem reconhecer uma evolução no sentido de composições mais ricas em ferro a partir do núcleo para o bordo dos fenocristais e em direcção aos cristais constituintes da matriz (relativamente aos quais a composição chega a atingir o termo hortonolite, ou seja, entre 50 a 70% de molécula faiáítica). Com efeito, a existência de zonamento químico é frequente na maioria dos fenocristais analisados, testemunhando a ocorrência de uma reacção incompleta entre o líquido magmático e a olivina no decurso dos processos de evolução magmática.

Para os dois tipos de ocorrência dos cristais de olivina (geração fenocrystalina e matriz), a sua variação composicional é limitada pelas olivinas associadas ao sistema vulcânico Fissural – de um modo geral mais magnesianas - e de Santa Bárbara – tendencialmente mais ricas em ferro. Relativamente às primeiras, importa referir que as olivinas mais magnesianas (88 a 90% Fo) encontram-se imersas nas lavas de composição mais primitiva, as quais afloram na região ESE e SE da ilha Terceira (em particular na área de Porto Martins e de Porto Judeu).





**Fig. 6.4.** Classificação dos cristais de olivina em função da sua composição na série forsterite-faiáite e de acordo com a sua ocorrência nas lavas analisadas. Fo – Forsterite; Fa – Faiáite.

Para além dos principais componentes que constituem a estrutura da olivina, na maior parte dos seus cristais ocorrem substituições de Fe e Mg por outros catiões divalentes, nomeadamente Ni, Ca e Mn. Ao contrário do que acontece em grande parte com o Fe e o Mg, a incorporação destes elementos traço na estrutura da olivina não é aleatória<sup>12</sup>. Enquanto que o Ni é preferencialmente retido nas posições

<sup>12</sup> Refira-se que, acordo com Deer et al. (1992), o  $Fe^{2+}$  apresenta uma preferência pelos locais M1 na estrutura da olivina.

M1 (Burns, 1970; Wood, 1976), o Ca e o Mn ocupam posições estruturais do tipo M2 (Lumpkin et al., 1983; Akamatsu et al., 1988; Annersten et al., 1984). Quanto aos últimos, importa salientar que a maior parte das posições M2 são ocupadas por Fe ou Mg, pelo que a substituição entre o Ca e o Mn deve ser considerada negligenciável (Snyder & Carmichael, 1992).

Sistema vulcânico	Amostra	Fenocristais			%Fo em núcleos de cristais da matriz
		%Fo máxima	Máxima variação %Fo		
		Núcleo	Núcleo	Bordo	
Fissural	PMT-8	90.1 (11)	88	81.2	79.1-71.4
	PMT-14	89.4 (12)	87.3	69.1	78.7
	PMT-15	88.1 (10)	83.7	71.7	77.2-66.2
	PMT-24	87.9 (8)	86.7	70	n.a.
	PMT-61	85.9 (6)	81.8	65.1	76.5-69.5
	PMT-27	78.2 (6)	78	55.7	53.5-40.3
	PMT-88	84.3 (8)	84	61.9	55.9-55.4
	PMT-101	85.4 (38)	84.6	63.7	78.2-63.6
	PMT-79	85.1 (4)	81.4	71.4	n.a.
	PMT-Serr-2	84.3 (3)	84.3	84	n.a.
Santa Bárbara	PMT-70	77.6 (5)	73.5	69.8	73.2-67.6
	PMT-71	84.3 (5)	75.3	57.5	51.9-44.7
	PMT-72	83.4 (9)	76.5	60.1	43.8-42.4
	PMT-73	84.5 (4)	80.1	60.6	42.5-39.0
	PMT-74	84.7 (3)	84.6	62.0	47.7-35.1
	PMT-83	56.4 (2)	56.4	55.7	n.a.
	PMT-54	87.3 (3)	87.3	76.8	n.a.
	PMT-63	-	-	-	59.4

**Tabela 6.1.** Análises de olivinas obtidas em lavas representativas dos sistemas vulcânicos Fissural e de Santa Bárbara; n.a. – não analisado. A numeração limitada por parêntesis refere-se ao número de fenocristais analisados em lâmina delgada.

A concentração em MnO nas olivinas analisadas raramente excede 0.6%, encontrando-se as concentrações em CaO e o NiO abaixo dos 0.4%. Os maiores teores de CaO e NiO (0.38 e 0.34% respectivamente) são, contudo, semelhantes aos obtidos por Shibata et al. (1979) em fenocristais de olivina (89 a 91% Fo) provenientes de basaltos amostrados a norte do *plateau* dos Açores e sobre a crista média Atlântica (43°N de latitude).

A variação na concentração de MnO, CaO e NiO com o teor de forsterite analisado no núcleo dos fenocristais de olivina encontra-se representada na figura 6.5. A

---

análise da figura permite reconhecer a existência de alguma correlação entre a concentração de NiO e MnO e a percentagem de molécula forsterítica. Relativamente ao CaO é evidente a ausência de correlação entre as duas variáveis quando considerado o conjunto das análises projectadas. No entanto, é possível individualizar a existência de dois grupos de fenocristais distintos: o primeiro, constituído apenas por fenocristais imersos em lavas do sistema Fissural, caracterizados por núcleos com teores de forsterite superiores a 85% e pela máxima variação no que respeita à concentração em CaO; o segundo, formado por fenocristais associados aos vários sistemas vulcânicos, caracterizados por uma percentagem da molécula forsterítica inferior a 85% e para os quais se observa uma covariação desta última com o decréscimo na concentração em CaO.

É interessante notar que os fenocristais de olivina que constituem agregados em lavas associadas ao sistema Fissural, ocupam uma posição intermédia entre as composições mais magnesianas ( $Fo > 85\%$ ) e aquelas progressivamente mais ricas em Fe que ocorrem em lavas associadas a este sistema vulcânico, bem como ao de Santa Bárbara. Considerando a possibilidade dos referidos agregados corresponderem a cumulados, este facto sugere que a fraccionação de olivina possa estar implicada nos processos de evolução magmática conducentes à cristalização de fenocristais de olivina enriquecidos na molécula faialítica.

A distribuição dos elementos traço entre a olivina e o líquido magmático pode ser descrita pelo coeficiente de partição  $D$  definido como (Beattie et al., 1993<sup>13</sup>):

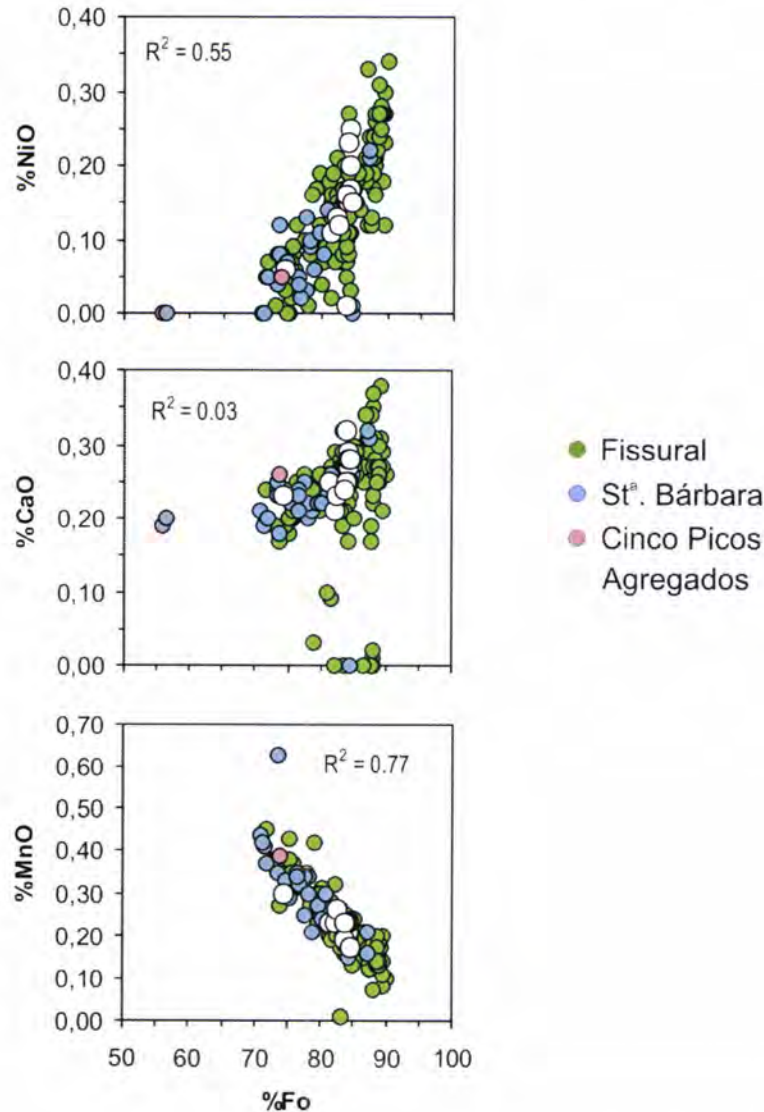
$$D_{MO}^{ol/liq} = \frac{C_{MO}^{ol}}{C_{MO}^{liq}} \quad (6.1)$$

correspondendo  $C_{MO}^{ol}$  à concentração (em % peso ou ppm) do componente MO (sendo M um catião) na olivina e  $C_{MO}^{liq}$  à concentração do mesmo componente no magma. Para valores de  $D$  superiores a 1, o componente em causa define-se como compatível com a olivina, sendo considerado incompatível quando descrito por valores de  $D$  inferiores à unidade. Os coeficientes de partição variam com a composição das fases envolvidas, bem como com a pressão, temperatura e

---

<sup>13</sup> Segundo aqueles autores, o coeficiente de partição foi definido de acordo com Denbigh (1966) e corresponde ao parâmetro inicialmente proposto por Nernst (1891).

fugacidade de oxigénio (e.g. Blundy & Wood, 2003), sendo difícil avaliar a sua influência de forma independente uma vez que vários daqueles factores concorrem numa mesma direcção.



**Fig. 6.5.** Variação das concentrações em NiO, CaO e MnO com o teor de forsterite. Os pontos representados correspondem às análises efectuadas no núcleo dos fenocristais de olivina. Para cada um dos casos, o valor do coeficiente de correlação foi calculado com base na totalidade dos pontos projectados. Os agregados são formados por fenocristais de olivina ( $\pm$  opacos  $\pm$  clinopiroxena) ou plagioclase+clinopiroxena ( $\pm$  olivina).

Dos elementos traço referidos anteriormente, o Ni representa o único elemento fortemente compatível com a olivina; o seu coeficiente de distribuição depende essencialmente da composição do magma, aumentando exponencialmente com o decurso da evolução magmática (Hart & Davis, 1978; Kinzler et al., 1990). Assim, a tendência para a diminuição na concentração de NiO com o aumento da



---

componente faialítica dos núcleos dos fenocristais analisados é interpretada como resultado do empobrecimento em Ni no líquido magmático em consequência da cristalização contínua de olivina. O MnO mostra uma correlação inversa que resulta do facto do coeficiente de partição  $D^{ol/liq}_{MnO}$  assumir valores superiores a 1 com o aumento da componente faialítica na olivina (e.g. Beattie et al., 1991).

Relativamente ao CaO, são vários os autores que defendem a independência dos valores de  $D^{ol/liq}_{CaO}$  com a variação da temperatura e fugacidade de oxigénio (Jurewicz & Watson, 1988, Libourel, 1999), reconhecendo a composição das fases envolvidas como o principal factor reponsável pela partição do Ca na olivina. Não obstante, os dados de Hirschmann & Ghiorso (1994) apontam também para uma correlação inversa dos valores de  $D^{ol/liq}_{CaO}$  com a pressão.

A dependência dos valores de  $D^{ol/liq}_{CaO}$  com a composição é normalmente traduzida pelo aumento da concentração de CaO na olivina com o aumento do teor em faialite, bem como com o aumento da concentração de CaO e/ou Na<sub>2</sub>O no líquido magmático. No que concerne à composição das olivinas esta relação é contrária à observada, uma vez que a concentração de CaO apresenta uma correlação positiva com a percentagem de molécula forsterítica, em particular no que diz respeito aos cristais com Fo inferior a 85%. Por outro lado, se o decréscimo do teor de forsterite estiver relacionado com processos de evolução magmática, os fenocristais de olivina empobrecidos na molécula forsterítica serão passíveis de ter cristalizado a menores profundidades. Nesse caso, estes últimos deveriam apresentar maiores concentrações de CaO contrariando, uma vez mais, a tendência manifestada na figura 6.4. Com efeito, a explicação para esta tendência não pode ser dissociada do facto da clinopiroxena surgir como uma fase fenocristalina em parte provavelmente contemporânea da cristalização dos fenocristais de olivina. Assim, considera-se que a cristalização simultânea de clinopiroxena é responsável pela redução na concentração de CaO do magma susceptível de explicar o comportamento observado para os fenocristais de olivina.

Ainda no que concerne ao CaO, importa referir que os cristais com teores de Fo entre 80 e 90% para os quais se observam concentrações de CaO inferiores a 0.1% podem eventualmente corresponder a xenocristais. Uma interpretação semelhante foi proposta por Mata (1996) para justificar a presença de fenocristais de olivina nas

lavas Madeirenses com concentrações de CaO inferiores a 0.12%. No entanto, ainda que estas concentrações seja comparáveis às reportadas em olivinas provenientes de nódulos peridotíticos (e.g. Simkin & Smith, 1970; Clague, 1988; McGuire, 1988; Sen, 1998; Righter & Carmichael, 1993 *in* Mata, 1996), os teores em molécula forsterítica e em NiO são inferiores aos valores típicos das olivinas mantélicas (90-92% Fo e 0.4-0.5% NiO; Albarède, 1992; Sato, 1977). Assim, tal como proposto para a ilha da Madeira, é possível que estes xenocristais correspondam a cumulos gerados a alta pressão (Mata, 1996).

Por vezes é possível observar a ocorrência de zonamento inverso em fenocristais de olivina, caracterizado pelo aumento da molécula forsterítica numa zona intermédia ou no bordo do cristal relativamente ao núcleo (Tabela 6.2). No entanto, a presença de tais zonamentos são raros e na maior parte dos casos pouco pronunciados, uma vez que a variação máxima no teor de forsterite é igual a 1.6%. Por outro lado, a maior parte dos fenocristais cuja composição do bordo é mais magnésiana apresenta um contorno anédrico a subeuédrico arredondado ou com golfo de corrosão, revelando um claro desequilíbrio com o magma residual materializado pela matriz microcristalina.

Nos cristais de contorno euédrico o zonamento inverso é normalmente reconhecido entre o núcleo e uma zona intermédia do fenocristal. Nesses casos, o bordo euédrico é caracterizado por uma percentagem de forsterite inferior à do núcleo. O desenvolvimento de um zonamento deste tipo pode ser justificado:

- 1) Por uma diminuição da pressão a que se processa a cristalização da olivina (Ulmer, 1989);
- 2) Como consequência da cristalização das espinelas que frequentemente ocorrem inclusas nos fenocristais de olivina, as quais são caracterizadas por razões molares Fe/Mg superiores a 1;
- 3) Pela mistura do magma hospedeiro com um líquido magmático de composição mais primitiva.



Sistema vulcânico	Amostra	Ref.	MgO	CaO	NiO	%Fo	Tipologia da olivina	
Fissural	PMT-14	FN	46.72	0.19	0.21	87.6	Subeuédrico com golfo de corrosão	
		FB	47.35	0.26	0.28	88.3		
	PMT-15	FN	41.62	0.26	0.07	80.3	Anédrico	
		FB	43.53	0.32	0.19	81.9		
	PMT-24	FN	46.84	0.17	0.12	87.6	Euédrico a subeuédrico	
		FB	47.36	0.14	0.16	87.8		
	PMT-88	FN	43.82	0.24	0.15	82.3	Subeuédrico com golfo de corrosão	
		FI	43.98	0.27	0.16	82.7		
	PMT-101	FN	FN	41.68	0.24	0.12	79.6	Subeuédrico com golfo de corrosão
			FI	42.08	0.24	0.05	79.7	
			FB	42.48	0.22	0.08	80.5	
		FI	FN	40.93	0.24	0.1	78.6	Subeuédrico arredondado
			FI	41.26	0.23	0.06	78.7	
FN			44.75	0.23	0.15	83.9		
FIB	FN	45.07	0.26	0.1	84.1	Euédrico		
	FB	45.07	0.26	0.1	84.1			
PMT-Serr-2	FN	43.03	0.21	0.11	83.1	Subeuédrico		
	FB	43.82	0.2	0.17	83.9			
Santa Bárbara	PMT-72	FN	39.16	0.23	0.05	76.5	Microfenocristal euédrico	
		FB	39.49	0.21	0.07	77.1		
	PMT-74	FN	45.07	0.26	0	84.7	Subeuédrico com golfo de corrosão	
		FI	45.13	0.24	0.01	84.9		

**Tabela 6.2.** Zonamento inversos (quanto ao teor de forsterite) observados em fenocristais de olivina para várias amostras associadas aos sistemas vulcânicos Fissural e de Santa Bárbara. FN – análise obtida no núcleo do fenocristal; FB – análise obtida no bordo do fenocristal; FI – análise obtida numa zona intermédia entre o núcleo e o bordo; FIB – análise obtida numa zona intermédia mais próxima do bordo do fenocristal.

Importa assinalar, contudo, que este tipo de zonamento é por vezes acompanhado por um aumento na concentração de CaO, sugerindo que a cristalização polibárica da olivina possa ser responsável pelo enriquecimento em MgO verificado em alguns dos fenocristais analisados. Relativamente ao NiO, a maior parte dos fenocristais revela uma variação com o teor de forsterite semelhante à descrita na figura 6.5. A excepção a este comportamento encontra-se invariavelmente confinada a fenocristais pertencentes à amostra PMT-101, para os quais o zonamento inverso descrito em termos do teor em forsterite é acompanhado por uma diminuição na concentração de NiO. A este propósito refira-se que em alguns fenocristais da amostra PMT-101 foi detectada a presença de inclusões de sulfuretos (nomeadamente pentlandite -  $[\text{Fe,Ni}]_9\text{S}_8$ ), cuja cristalização é susceptível de explicar as variações composicionais observadas na olivina.

### 6.3.2. Clinopiroxena

À semelhança do que acontece com a generalidade dos basaltos das ilhas oceânicas (e.g. Wilson, 1989), a clinopiroxena constitui uma fase mineral preponderante na maior parte das lavas da ilha Terceira, ocorrendo sob a forma de fenocristais e microfenocristais e pequenos grãos constituintes da matriz. Importa referir, contudo, que em algumas das lavas associadas ao sistema vulcânico dos Cinco Picos a sua presença não foi detectada ao microscópio petrográfico. As análises efectuadas por microsonda electrónica encontram-se descritas no anexo I.

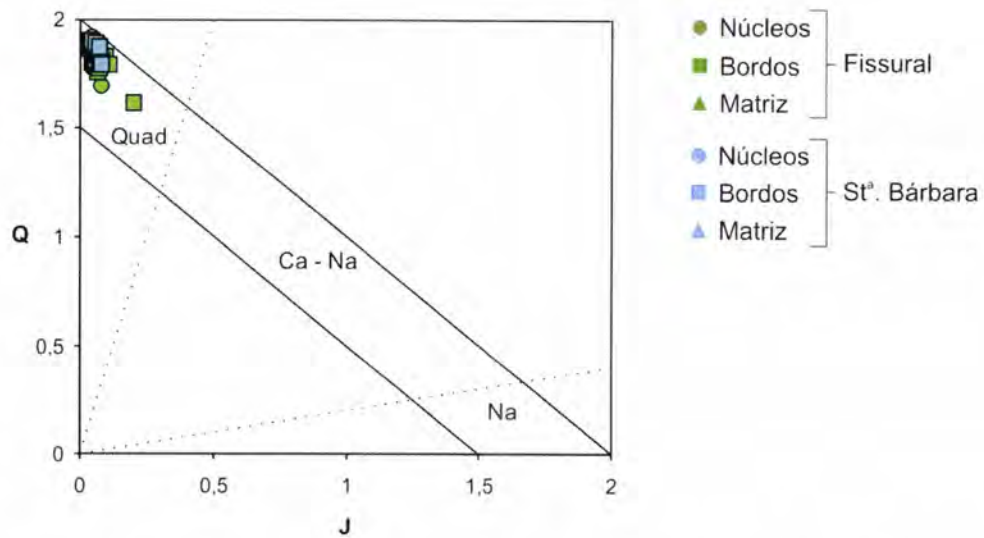
A composição química geral das piroxenas pode ser descrita pela fórmula geral  $M_2M_1(Si,Al)_2O_6$ , encontrando-se as posições M1 e M2 ocupadas por catiões em coordenação octaédrica com os átomos de oxigénio. A posição M2 é definida por poliedros de coordenação geralmente distorcidos que permitem a ocorrência de uma vasta variedade de substituições iónicas, justificando a diversidade composicional que caracteriza este grupo mineral (Deer et al., 1992).

A maioria das clinopiroxenas pode, contudo, ser integrada num sistema de quatro componentes  $Mg_2Si_2O_6 - Fe_2Si_2O_6 - CaMgSi_2O_6 - CaFeSi_2O_6$ , sendo por isso designadas por quadrilaterais (QUAD). A discriminação entre estas últimas e os restantes subgrupos de piroxenas pode ser estabelecida com base no diagrama Q *versus*  $J^{14}$  de Morimoto et al. (1988). A projecção, neste diagrama, das piroxenas presentes nas lavas da ilha Terceira, encontra-se representada na Fig. 6.6. A figura permite considerar a totalidade das piroxenas analisadas como quadrilaterais, cuja gama composicional pode ser explicada fundamentalmente por substituições iónicas simples entre o  $Fe^{2+}$  e o  $Mg^{2+}$  na posição M1 e entre o  $Fe^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$  e o  $Ca^{2+}$  na posição M2.

Uma melhor caracterização das piroxenas quadrilaterais resulta da sua projecção no diagrama triangular  $Mg_2Si_2O_6 - Fe_2Si_2O_6 - Ca_2Si_2O_6$  (Fig. 6.7). Num diagrama deste tipo, a composição das clinopiroxenas da ilha Terceira distribui-se pelo campo do diópsido e, sobretudo, pelo campo da augite, verificando-se uma sobreposição substancial entre as piroxenas pertencentes às lavas associadas aos sistemas vulcânicos Fissural e de Santa Bárbara.

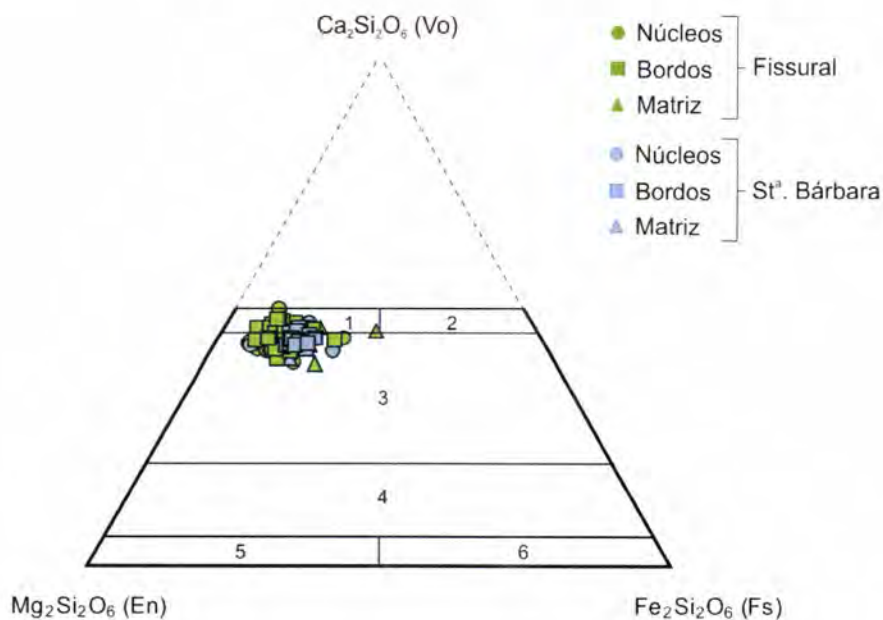
<sup>14</sup> Q = Ca+Mg+Fe<sup>2+</sup> (a.f.u.); J = 2Na (a.f.u.).





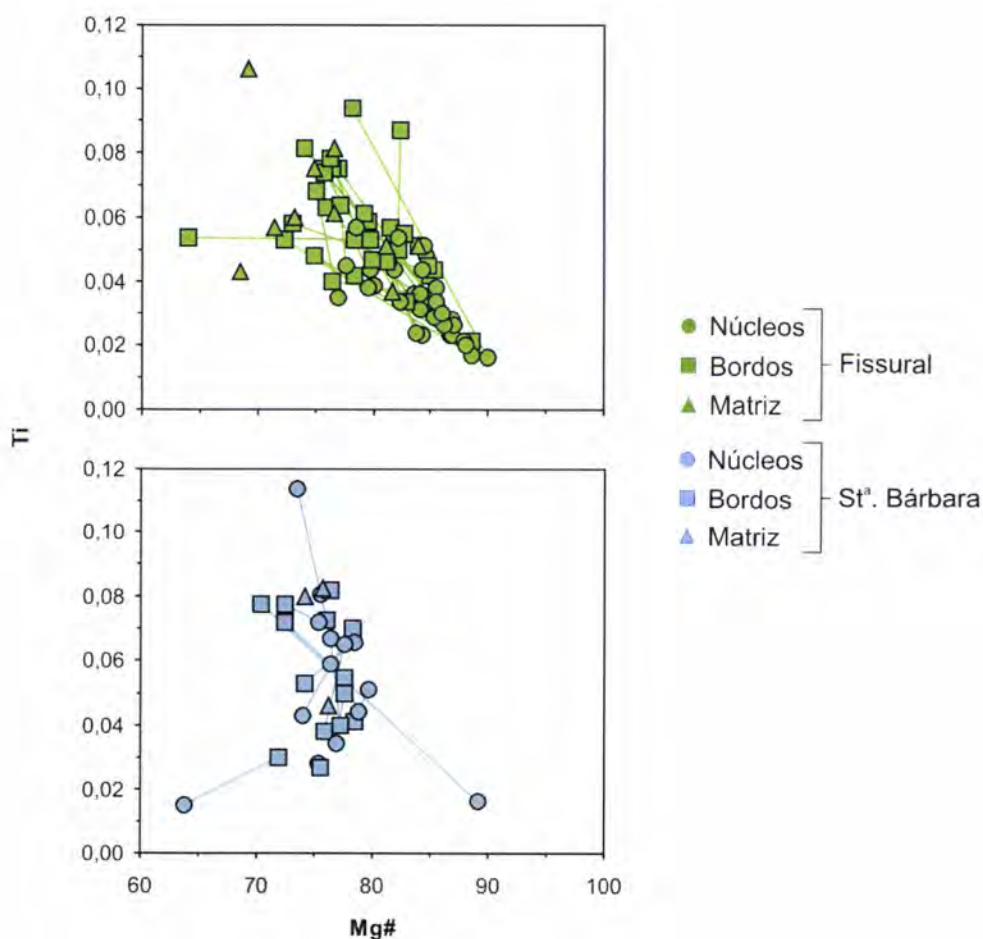
**Fig. 6.6.** Projecção das piroxenas analisadas a partir de lavas da ilha Terceira no diagrama de Morimoto et al. (1988). Os pontos projectados correspondem a análises efectuadas em núcleos e bordos de fenocristais e microfenocristais, bem como em cristais da matriz (num total de 183 análises).

Importa salientar, porém, que a componente ferrossilítica ( $\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ ) tende a ser mais elevada no segundo caso (normalmente superior a 11.2% e atingindo um valor máximo de cerca de 21% Fs) do que nas piroxenas do sistema Fissural (raramente excedendo os 12%, ainda que apresentando um valor máximo próximo de 22% Fs).



**Fig. 6.7.** Projecção das piroxenas analisadas com a microsonda, no diagrama triangular  $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6 - \text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6 - \text{Ca}_2\text{Si}_2\text{O}_6$  (Morimoto et al. 1988). 1 – Diópsido; 2 – Hedenbergite; 3 – Augite; 4 – Pigeonite; 5 – Enstatite (En); 6 – Ferrossilite (Fs); Vo – Volastonite.

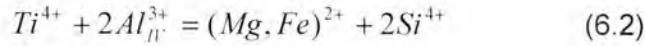
Como referido anteriormente, a maior parte dos fenocristais de clinopiroxena associados às lavas do sistema Fissural, exibe um zonamento óptico expresso por uma coloração castanha mais intensa no bordo relativamente ao núcleo. Tal zonamento é materializado quimicamente por um enriquecimento em Ti no mesmo sentido, como se encontra ilustrado pela Fig. 6.8. O mesmo intervalo de variação relativamente ao Ti é também definido pelos fenocristais associados ao Sistema de Santa Bárbara, ainda que ocorra por vezes no sentido inverso ao descrito para as lavas do sistema Fissural.



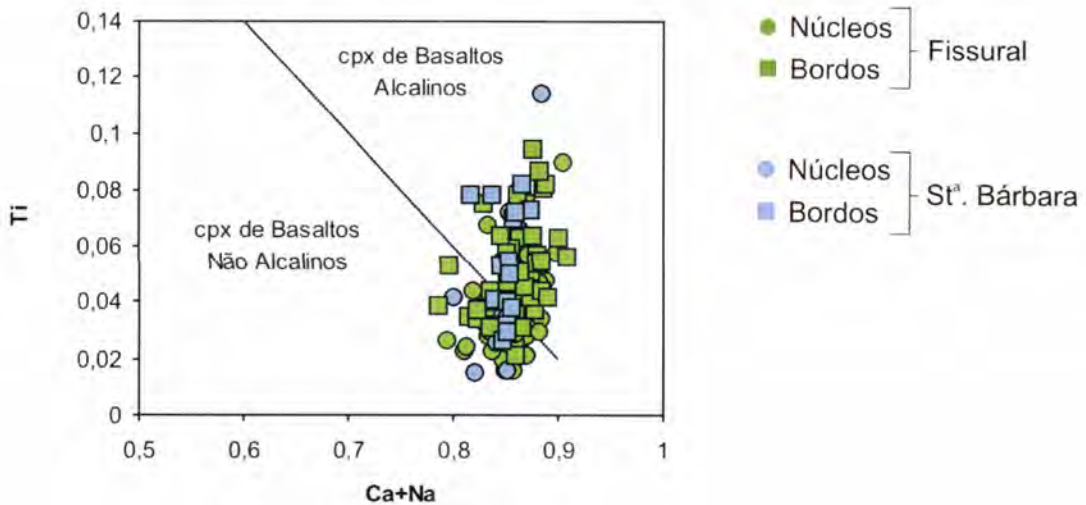
**Fig. 6.8.** Variação na concentração de Ti (em número de átomos por fórmula unitária, a.f.u.) em função do Mg# ( $Mg/Mg+Fe^{2+}$ ) para as piroxenas associadas a lavas do sistema Fissural e de Santa Bárbara.

A ocorrência de augite titanífera encontra-se frequentemente associada a basaltos alcalinos, testemunhando a presença de substituições não quadrilaterais na clinopiroxena. Com efeito, os átomos de Ti são normalmente descritos como ocupando posições do tipo M1 em substituição do Fe ou Mg, sendo o excesso de

carga desta diadoquia compensado pela existência de substituições emparelhadas do tipo (Tracy & Robinson, 1977):



Não obstante, a projecção da quase totalidade dos cristais analisados abaixo da linha correspondente a 50% de molécula volastonítica (Fig. 6.7) comprova a pouca importância deste tipo de substituições nas clinopiroxenas da ilha Terceira, ao contrário do que é observado em outras províncias Atlânticas (e.g. Madeira – Mata, 1996; Cabo Verde – Trindade, 2002; Martins, 2004). Atendendo à equação 6.2, tal facto poderá ser explicado pelo carácter mais subsaturado em sílica das lavas daqueles arquipélagos quando comparado com as lavas da ilha Terceira (vide capítulo 7). De resto, esta diferença poderá também justificar a distribuição dos fenocristais analisados nos campos composicionais definidos por Leterrier et al. (1982) (Fig. 6.9).

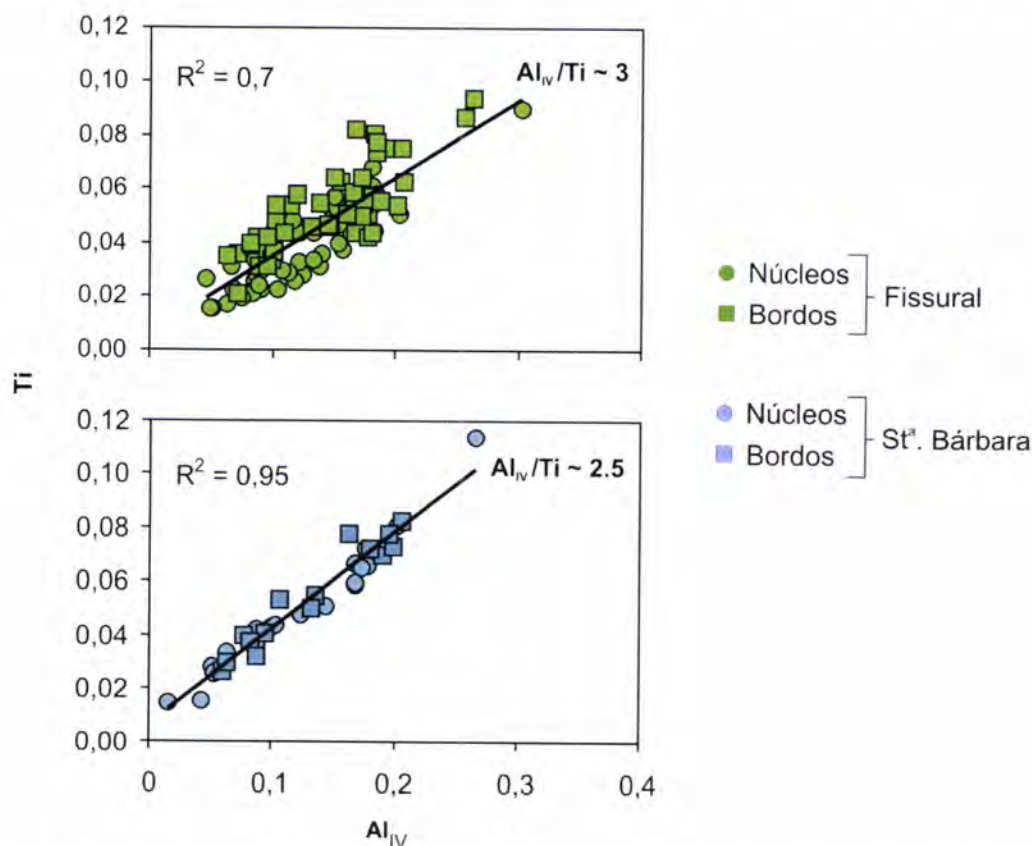


**Fig. 6.9.** Projecção dos fenocristais e microfenocristais de clinopiroxena da ilha Terceira no diagrama de Leterrier et al. (1982). Abcissa e ordenada em a.f.u. Os cristais analisados definem um espectro composicional que se projecta nos dois campos representados na figura.

Do conjunto dos elementos não quadrilaterais, o Ti corresponde ao que melhor se correlaciona com o  $Al_{IV}$  (Fig. 6.10), em conformidade com a relação expressa pela equação 6.2. No entanto, a razão  $Al_{IV}/Ti$  é superior a 2 o que obriga à existência de outro(s) tipo(s) de diadoquia que, em complemento, anule(m) a deficiência de carga

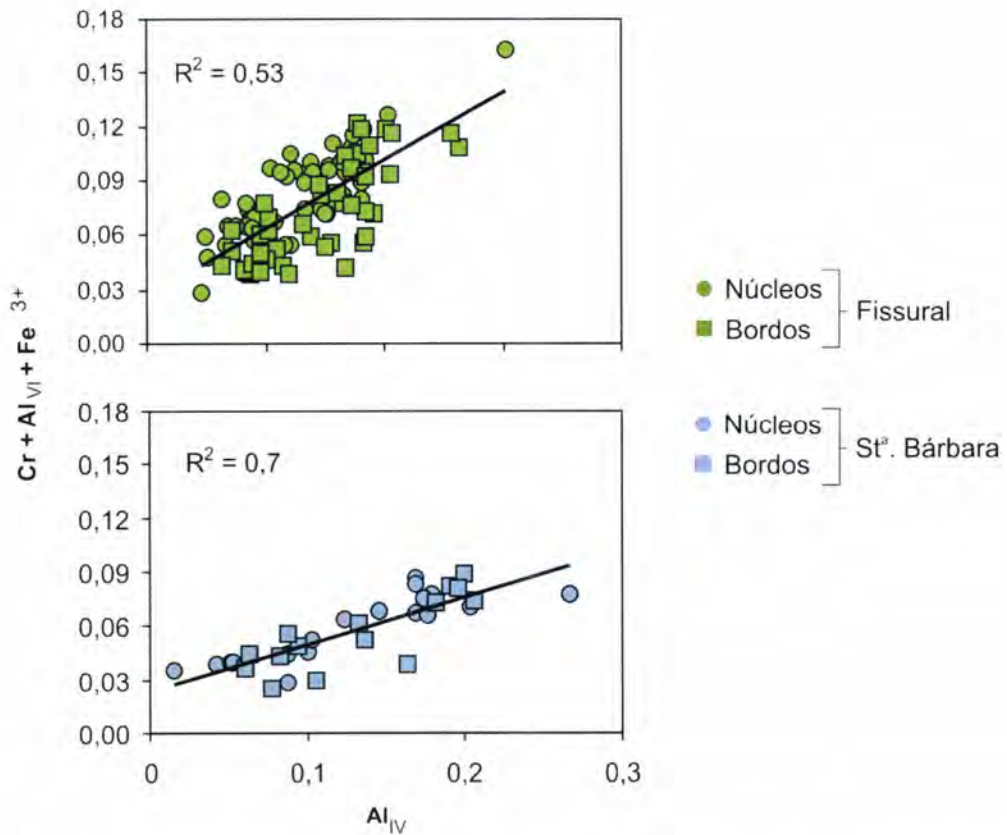


que resulta da substituição de  $\text{Si}^{4+}$  por  $\text{Al}^{3+}_{\text{IV}}$  na posição tetraédrica. De acordo com a Fig. 6.11, tal défice é assegurado pela incorporação na posição M1 de iões trivalentes, nomeadamente Cr,  $\text{Al}_{\text{VI}}$  e  $\text{Fe}^{3+}$ .



**Fig. 6.10.** Projecção das clinopiroxenas associadas aos sistemas vulcânicos Fissural e de Santa Bárbara num diagrama  $\text{Al}_{\text{IV}}$  versus Ti (a.f.u.). A correlação observada pode ser justificada pela existência de substituições emparelhadas do tipo  $\text{Ti}^{4+} + 2\text{Al}^{3+}_{\text{IV}} = (\text{Mg,Fe})^{2+} + 2\text{Si}^{4+}$ . É possível notar o enriquecimento em Ti dos bordos relativamente ao núcleo dos fenocristais e microfenocristais de clinopiroxena associados ao sistema vulcânico Fissural.

Relativamente à Fig. 6.11, acresce mencionar que a recta de correlação obtida para as clinopiroxenas imersas nas lavas associadas ao sistema vulcânico Fissural apresenta um declive superior àquela definida pelos fenocristais associados ao sistema de Santa Bárbara. Tal facto resulta, fundamentalmente, da maior concentração em Cr que se observa nas clinopiroxenas associadas ao sistema vulcânico Fissural. Para estas últimas, a concentração máxima de  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  obtida foi igual a 1.2% (mediana – 0.61%), significativamente maior do que o valor máximo de 0.58% analisado para as clinopiroxenas associadas ao sistema de Santa Bárbara (mediana – 0.06%).

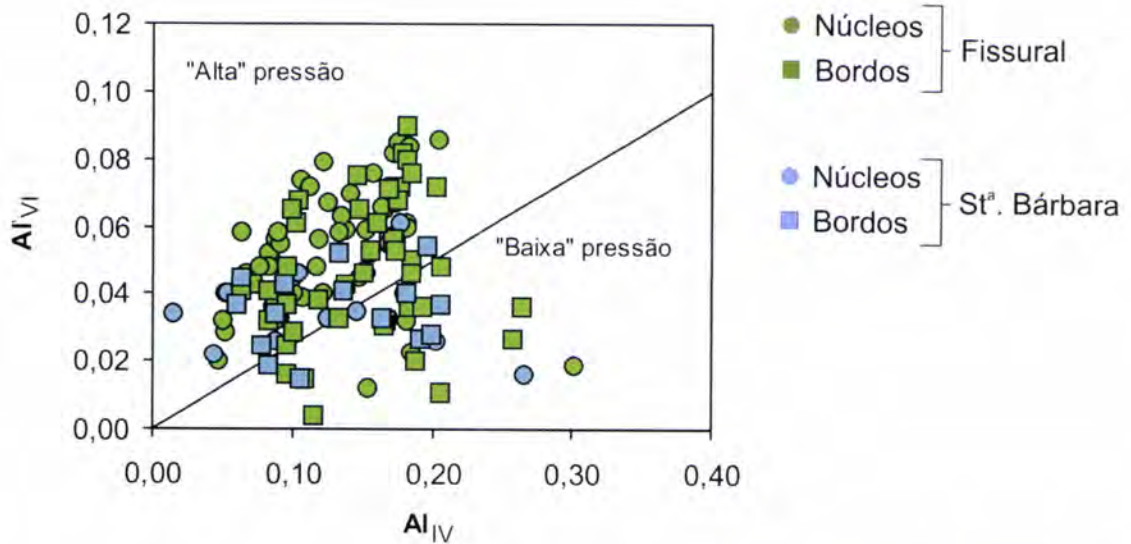


**Fig. 6.11.** Diagrama  $Al_{IV}$  versus  $Cr + Al_{VI} + Fe^{3+}$  (a.f.u.), mostrando a existência de substituições emparelhadas do tipo  $(Cr, Al_{VI}, Fe)^{3+} + Al^{3+}_{IV} = (Mg, Fe)^{2+} + Si^{4+}$  nas clinopiroxenas associadas aos sistemas vulcânicos Fissural e de Santa Bárbara.

A discriminação entre os vários cristais de clinopiroxena analisados pode também ser ensaiada através da razão  $Al_{VI}/Al_{IV}$ . De acordo com Wass (1979), o valor desta razão é superior a 0,25 para os cristais que são formados a relativa “alta” pressão como resultado do incremento da proporção de Al em coordenação octaédrica. De resto, este tipo de variação tem sido interpretado como resultado de uma maior incorporação, a alta pressão, da molécula jadeítica  $NaAlSi_2O_6$  (e.g. Mata & Munhá, 1998).

A análise da Fig. 6.12 permite considerar que a larga maioria das piroxenas da ilha Terceira possa ter cristalizado sob condições de pressão relativamente elevadas. Tal interpretação poderia ainda sugerir uma ascensão rápida dos magmas para a superfície, sendo esta hipótese sustentada pelo facto dos bordos dos fenocristais e microfenocristais analisados apresentarem, para esta razão, uma distribuição semelhante à definida pelos núcleos.



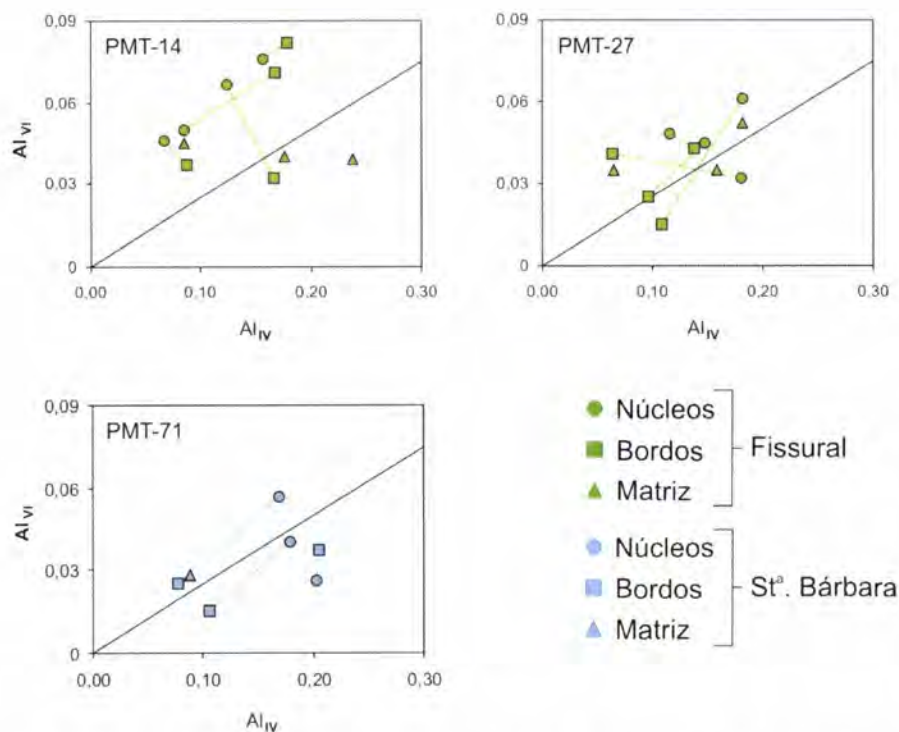


**Fig. 6.12.** Diagrama  $Al_{IV}$  versus  $Al_{VI}$  (a.f.u.) onde se projecta a linha definida por Wass (1979) considerada como separadora dos ambientes de "alta" e "baixa" pressão ( $Al_{VI}/Al_{IV}=0,25$ ). A larga maioria das clinopiroxenas analisadas para a ilha Terceira projectam-se acima daquela linha.

No entanto, a projecção do núcleo e bordo de fenocristais pertencentes à mesma lava, bem como dos cristais que constituem a matriz microcristalina, coloca problemas a essa possível interpretação (Fig. 6.13). Com efeito, para além de ser esperada uma projecção do bordo dos fenocristais no sentido de uma menor pressão e diminuição da proporção de  $Al_{VI}$  relativamente ao  $Al_{IV}$  (o que nem sempre se observa), nos vários exemplos apresentados existem cristais da matriz que são projectados no campo da "alta" pressão. Este aspecto coloca em evidência a complexidade das diadoquias que ocorrem na piroxena envolvendo o Al, pelo que a linha definida por Wass (1979) não deve ser considerada de forma acrítica.

Acresce ainda mencionar que, nas amostras PMT-27 e PMT-71, a evolução no sentido núcleo-bordo é por vezes acompanhada por uma redução do Al total. Atendendo à presença de plagioclase na geração fenocristalina das duas amostras, é possível que a sua cristalização (em parte provavelmente concomitante com a clinopiroxena) e consequente redução do componente  $Al_2O_3$  no líquido magmático seja responsável pelo empobrecimento observado.





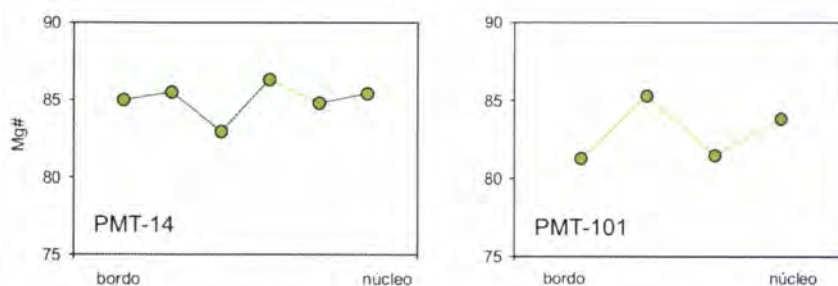
**Fig. 6.13.** Em cada um dos gráficos encontram-se projectados os núcleos e bordos de fenocristais e microfenocristais, bem como os cristais da matriz analisados para uma determinada lava em função da concentração de  $Al_{IV}$  e  $Al_{VI}$  (em a.f.u.).

Como referido anteriormente, a larga maioria das clinopiroxenas observadas em lâmina delgada corresponde a augite de cor castanha. No entanto, importa salientar que alguns microfenocristais associados a lavas do sistema Fissural apresentam, ao microscópio petrográfico, um núcleo de cor esverdeada (rodeado por um bordo de cor castanha, vide Estampa 3b). A composição obtida para um destes núcleos revela um quimismo diferente daquele que caracteriza as piroxenas de cor castanha que, no essencial, é traduzido por um empobrecimento em  $Al_2O_3$  e  $TiO_2$  e por um enriquecimento em  $FeO$  e  $MnO$  (Tabela 6.3).

	$SiO_2$	$Al_2O_3$	$MnO$	$MgO$	$CaO$	$Na_2O$	$K_2O$	$TiO_2$	$FeO$	$Fe_2O_3$	$Cr_2O_3$
<b>Fissural</b>	50.60	<b>4.37</b>	<b>0.11</b>	15.35	21.19	0.33	0.00	<b>1.34</b>	<b>4.92</b>	0.00	0.61
<b>St.<sup>a</sup>. Bárbara</b>	50.43	<b>3.59</b>	<b>0.17</b>	14.03	20.54	0.42	0.00	<b>1.73</b>	<b>7.75</b>	0.16	0.06
<b>Núcleo verde</b>	53.77	<b>0.18</b>	<b>0.81</b>	11.52	21.22	0.42	0.02	<b>0.12</b>	<b>13.06</b>	0	0.03

**Tabela 6.3.** Quadro comparativo entre a composição do núcleo de fenocristais e microfenocristais de clinopiroxena de cor castanha e aquela obtida para o núcleo de um microfenocristal de cor verde. Os valores apresentados nas duas primeiras linhas correspondem aos valores medianos de cada um dos elementos considerando a totalidade das clinopiroxenas de cor castanha analisadas.

O cristal analisado apresenta um valor de 0.61 para o Mg# ( $Mg/Mg+Fe^{2+}$ ), inferior ao limite mínimo do intervalo definido pelos núcleos dos cristais de piroxena castanha (0.75-0.90 para as clinopiroxenas do sistema Fissural e 0.64-0.89 para o sistema vulcânico de Santa Bárbara). Assim, é possível considerar a possibilidade da ocorrência dos núcleos verdes resultar da mistura de magmas caracterizados por diferentes graus de evolução. Não obstante a necessidade de alargar a base de dados construída para as piroxenas da ilha Terceira, esta hipótese poderia eventualmente explicar alguns zonamentos do tipo oscilatório observado em alguns fenocristais de clinopiroxena associados ao sistema vulcânico Fissural (Fig. 6.14).



**Fig. 6.14.** Variação do valor de Mg# ( $Mg/Mg+Fe^{2+}$ ) ao longo de perfis realizado em fenocristais de clinopiroxena imersos em lavas associadas ao sistema vulcânico Fissural.

### 6.3.3. Feldspato

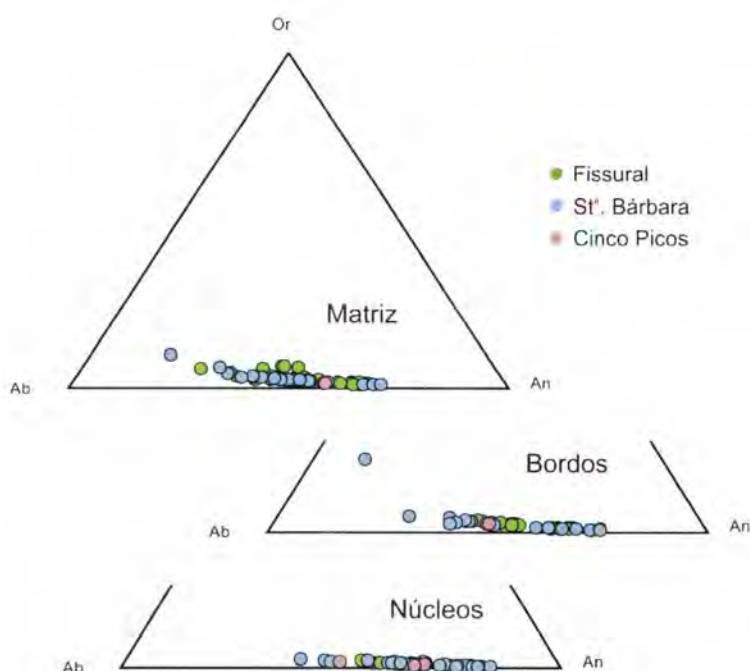
Em conformidade com o descrito para a generalidade das rochas ígneas extrusivas, os feldspatos constituem a fase mineral predominante na matriz das lavas da ilha Terceira. Na geração fenocristalina a sua importância é claramente distinta quando se consideram as lavas associadas aos sistemas vulcânicos dos Cinco Picos, Fissural e de Santa Bárbara. De facto, e como referido anteriormente, nas lavas associadas ao sistema de Santa Bárbara os feldspatos assumem-se como a fase fenocristalina principal, por vezes agrupando-se em glomerocristais e chegando a formar mais de 25% do volume total da rocha.

Do ponto de vista composicional, a maioria dos feldspatos pode ser classificada como membros do sistema ternário  $NaAlSi_3O_8$  (albite) –  $KAlSi_3O_8$  (feldspato K) –  $CaAl_2Si_2O_8$  (anortite). A alta temperatura, como a que caracteriza a cristalização deste mineral a partir de um magma, existe solução sólida completa entre os extremos dos pares  $NaAlSi_3O_8$  –  $KAlSi_3O_8$  e  $NaAlSi_3O_8$  –  $CaAl_2Si_2O_8$ . O primeiro caso



define o campo dos denominados feldspatos alcalinos, estando o grupo das plagioclases confinado ao par albite-anortite.

A análise petrográfica dos feldspatos imersos nas lavas da ilha Terceira permitiu reconhecer, para a generalidade dos cristais, a existência de maclas polissintéticas típicas dos cristais de plagioclase. A composição dos cristais analisados através da microsonda electrónica encontra-se disponível no anexo I, estando os resultados sintetizados nos diagramas triangulares da Fig. 6.15.

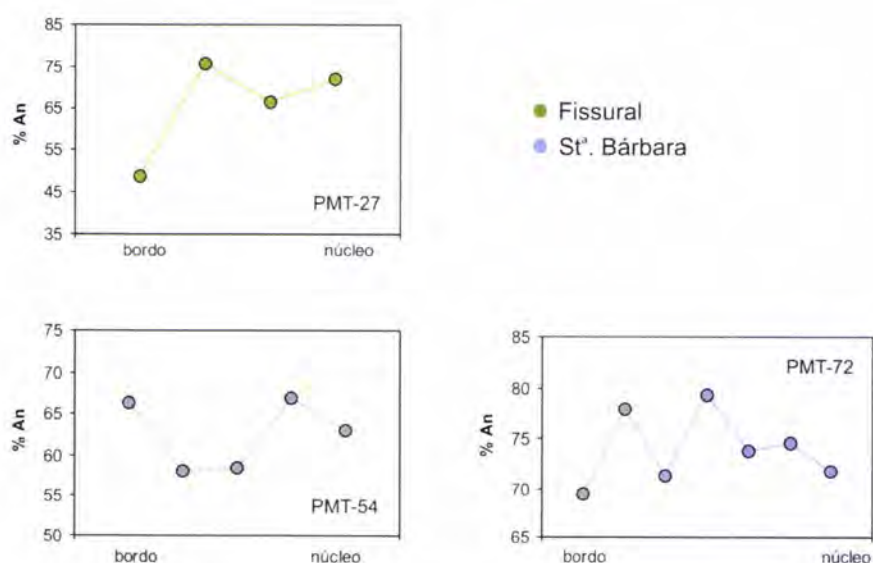


**Fig 6.15.** Projecção dos cristais de plagioclase analisados para a ilha Terceira considerando o sistema ternário Albite (Ab) -Feldspato K (Or) – Anortite (An) (152 análises).

De acordo com a figura, a quase totalidade dos cristais analisados é projectada na série das plagioclases, maioritariamente no intervalo correspondente à bitaunite e labradorite (70-90% e 50-70% de molécula anortítica respectivamente). As composições mais anortíticas foram analisadas em núcleos dos fenocristais e microfenocristais associados aos sistemas vulcânicos Fissural (81.6 %An) e de Santa Bárbara (83.8 %An). As composições mais próximas do extremo albite foram obtidas em bordos de fenocristais, bem como para cristais da matriz associados ao sistema vulcânico de Santa Bárbara. De resto existe uma forte sobreposição entre as composições dos bordos dos fenocristais e microfenocristais e dos cristais da matriz, sugerindo a ocorrência de uma certa contemporaneidade na sua cristalização.



Os perfis analíticos realizados em fenocristais de plagioclase caracterizados por apresentarem zonamento concêntrico descontínuo mostram, por vezes, um carácter oscilatório relativamente à percentagem de molécula anortítica (Fig. 6.16). A importância de tais zonamentos reside no facto de serem frequentemente interpretados como consequência de processos que envolvem mistura de magmas (e.g. Best & Christiansen, 2001). De resto, esta hipótese ganha consistência no caso dos magmas da ilha Terceira, uma vez que características idênticas foram também detectadas em fenocristais de clinopiroxena.



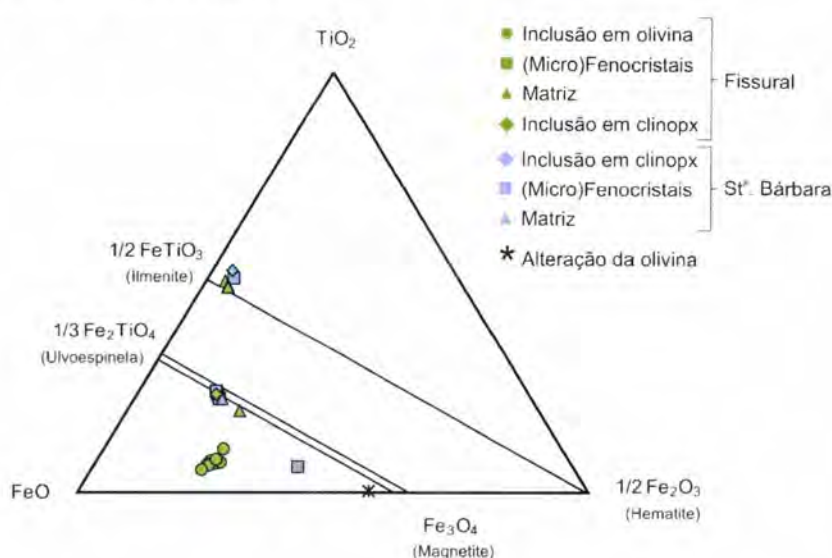
**Fig. 6.16.** Variação da percentagem de molécula anortítica ao longo de perfis realizados em fenocristais de plagioclase.

### 6.3.4. Minerais opacos

Os minerais opacos encontram-se bem representados nas lavas da ilha Terceira. De uma forma geral, nas lavas de textura porfírica é possível considerar três modos de ocorrência distintos:

- 1) Cristais constituintes da matriz;
- 2) Inclusões no interior de fenocristais de olivina, clinopiroxena e plagioclase;
- 3) Cristais que integram a geração fenocristalina. Como referido anteriormente, estes últimos surgem quase exclusivamente nas lavas associadas ao sistema vulcânico de Santa Bárbara.

Mineralogicamente, os minerais opacos presentes nas lavas da ilha Terceira estão representados por óxidos, nomeadamente por membros do grupo das espinelas (s.l.) e por ilmenite. A sua caracterização química encontra-se, contudo, limitada pela dificuldade em obter análises químicas isentas de “contaminação” em sílica<sup>15</sup>, em particular nos cristais de pequena dimensão característicos dos modos de ocorrência 1) e 2). Tal obstáculo justifica o pequeno número de análises validado para representar a composição química dos minerais opacos, as quais podem ser consultadas no anexo I. A Fig. 6.17 descreve a sua variabilidade em função do modo de ocorrência dos minerais opacos.



**Fig. 6.17.** Diagrama Ternário que ilustra a variabilidade composicional dos minerais opacos no sistema FeO-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-TiO<sub>2</sub>, considerando o seu modo de ocorrência nas lavas associadas ao sistema Fissural e de Santa Bárbara (23 análises). As linhas que representam a existência de solução sólida nas séries Ulvoespinela-Magnetite e Ilmenite-Hematite correspondem às definidas por Taylor (1964) a 1300 °C e 1 atm (Adaptado de O'Reilly, 1984).

Em conformidade com a análise petrográfica, os (micro)fenocristais, os cristais que ocorrem no interior de fenocristais de clinopiroxena, bem como os grãos constituintes da matriz das lavas analisadas, encontram-se projectados junto ao extremo definido pela ilmenite ou na proximidade da linha materializada pela série ulvoespinela-magnetite (titanomagnetites). Junto ao extremo definido pela magnetite encontra-se também projectada a composição de um mineral opaco associado ao processo de oxidação da olivina (vide ponto 6.2.2. e Estampa 2d). A excepção a este comportamento surge por parte das espinelas que ocorrem inclusas nos fenocristais

<sup>15</sup> A “contaminação” em sílica decorre do facto da análise incluir domínios dos cristais de silicatos adjacentes. Uma boa parte desses cristais correspondem a minerais ferromagnesianos (olivina e clinopiroxena) não permitindo validar as concentrações de FeO, MgO, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, NiO e TiO<sub>2</sub> obtidas para os minerais opacos analisados nessas condições.



de olivina com teores de Fo > 80% analisados para a lava mais porfírica associada ao sistema vulcânico Fissural (PMT-101).

A composição química das espinelas (s.l.) pode ser descrita genericamente através da fórmula  $AB_2O_4$ , encontrando-se as posições A e B ocupadas respectivamente por catiões em coordenação tetraédrica e em coordenação octaédrica com os átomos de oxigénio. De acordo com Deer et al. (1992) este grupo pode ser dividido em três séries distintas consoante o ião trivalente predominante nas posições em coordenação tetraédrica: série da espinela (Al), magnetite (Fe) e cromite (Cr). Assim, a Fig. 6.18 permite caracterizar as espinelas inclusas nos fenocristais de olivina da amostra PMT-101 como pertencentes à série da cromite e da espinela.



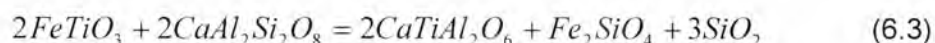
**Fig. 6.18.** Diagrama Al - Cr - Fe<sup>3+</sup> (a.f.u) que permite evidenciar os diferentes tipos de espinela associados aos diferentes modos de ocorrência nas lavas dos sistemas vulcânicos Fissural e de Santa Bárbara.

Os poucos dados analíticos disponíveis até ao momento sugerem, juntamente com as observações petrográficas, que possa existir uma variação composicional das espinelas inclusas nos fenocristais de olivina com a evolução magmática. De facto, a presença de (titano)magnetite no interior dos fenocristais de olivina surge normalmente associada aos teores mais baixos de molécula forsterítica patenteados por este último mineral; ao contrário, a presença de inclusões de cromite e espinela é correlacionável com uma composição mais magnésiana dos fenocristais de olivina "hospedeiros". De resto, refira-se que este tipo de evolução é também observado na generalidade das séries magmáticas (Hasenaka & Carmichael, 1987).



A ocorrência de cromite e espinela no interior dos fenocristais de olivina com %Fo mais elevadas, sugere que os primeiros possam ter servido de locais de nucleação para o crescimento da olivina. No entanto, de acordo com Thy (1983) a cristalização das espinelas pode, por vezes, resultar do crescimento inicial da olivina. Com efeito, este autor considera que a cristalização de olivina promove um incremento localizado do grau de polimerização do líquido magmático, reduzindo a solubilidade das espinelas ricas em crómio. Neste último caso, para além de surgirem como inclusão no interior dos fenocristais de olivina, estas espinelas são também susceptíveis de ocorrer na sua vizinhança. Este modo de ocorrência não foi, porém, detectado nas lavas da ilha Terceira.

No que concerne à ilmenite, é possível reconhecer o seu carácter ubíquo na matriz microcristalina de todas as amostras analisadas. Relativamente a algumas lavas associadas ao sistema vulcânico de Santa Bárbara acresce ainda referir a presença de ilmenite na geração fenocristalina. Não obstante o reduzido número de análises realizadas, os dados adquiridos até ao momento sugerem que os membros da série ilmenite-hematite são mais abundantes nas lavas da ilha Terceira do que em lavas de outros arquipélagos da Macaronésia (e.g. Madeira – Mata, 1996; Mata & Munhá, 2004; Cabo Verde – Trindade, 2002; Martins, 2004). Atendendo à reacção (Carmichael et al., 1974):



ilmenite            anortite            piroxena            faialite            sílica

é possível considerar que a presença de ilmenite nas lavas da ilha Terceira pode ter sido favorecida pela maior actividade da sílica ( $a_{SiO_2}$ ) que caracterizava os seus magmas quando comparado com os magmas associados à génese das outras ilhas mencionadas. Com efeito, para uma  $a_{SiO_2}$  elevada a reacção desloca-se para a esquerda, favorecendo o crescimento de ilmenite em detrimento da incorporação do Ti na estrutura das piroxenas. Para o sistema vulcânico de Santa Bárbara, a mesma relação permite ainda justificar a ocorrência de alguns fenocristais de clinopiroxena com o bordo empobrecido em Ti relativamente ao núcleo.

## **7. Litogeoquímica**

---

A análise petrográfica permitiu estabelecer algumas diferenças significativas entre as lavas pertencentes aos vários sistemas vulcânicos abordados na presente dissertação: Cinco Picos, Fissural e Santa Bárbara. Ao longo deste capítulo a informação recolhida será complementada com dados de litogeoquímica tendo em vista a compreensão dos processos de magmatogénese, bem como dos vários factores que concorrem para a diversidade petrográfica observada. As análises de litogeoquímica obtidas para as lavas da ilha Terceira encontram-se catalogadas no anexo II.

### **7.1. Acumulação magmática e alteração superficial**

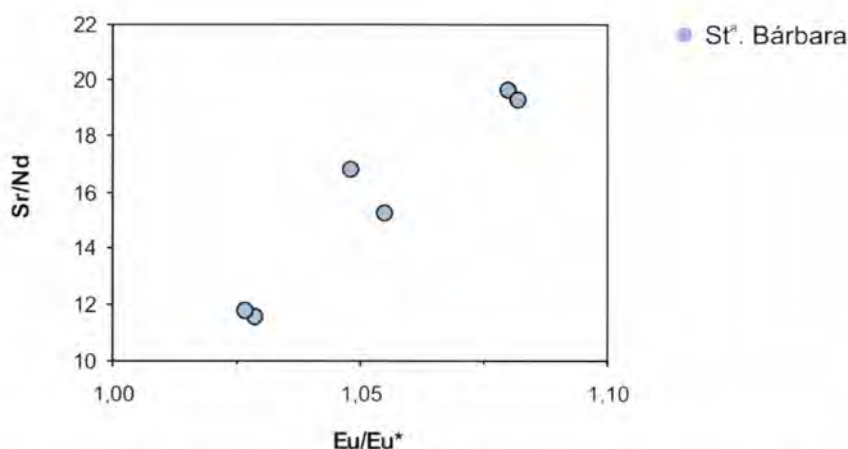
Os resultados de uma análise geoquímica com base na rocha total devem traduzir, tanto quanto possível, a composição do líquido magmático que lhe deu origem. Assim, para além da ausência de fenómenos de alteração superficial, as lavas a analisar não devem preservar evidências de processos de acumulação. De uma forma geral, consideram-se como representativas de líquidos magmáticos as lavas que sejam caracterizadas por percentagens volumétricas de fenocristais inferiores a 10% (e.g. Mata, 1996).

A ausência de alteração foi avaliada através da observação à escala meso e microscópica e pode ser confrontada com a razão  $K_2O/P_2O_5$  obtida através da análise litogeoquímica. Esta razão tem sido usada na detecção de processos de alteração superficial em basaltos toleíticos da ilha do Havai e resulta do facto do K ser facilmente remobilizado ao contrário do que acontece com o P (e.g. Frey e tal., 1994). A generalidade das lavas amostradas na ilha Terceira apresenta razões superiores ou iguais a 1, confirmando a ausência de alteração supergénica já inferida com base na análise petrográfica. Existem apenas três excepções, protagonizadas pelas amostras PMT-17, PMT-31 (sistema vulcânico Fissural) e PMT-48 (sistema vulcânico dos Cinco Picos), para as quais as razões  $K_2O/P_2O_5$  apresentam valores inferiores a 0.9 passíveis de serem interpretadas como indicadores da remobilização secundária de K a baixa temperatura. Assim, estas



amostras serão excluídas da caracterização dos processos ígneos associados à formação e evolução da ilha Terceira.

No que concerne à percentagem de fenocristais, a maioria das amostras é caracterizada por uma proporção inferior a 10% do volume total da rocha. Interessa, contudo, apontar algumas excepções que dizem respeito às lavas amostradas na zona da Ponta dos Biscoitos e no litoral a SSW da povoação de Santa Bárbara. Nestes locais, algumas das lavas interpretadas como estando associadas ao sistema vulcânico de Santa Bárbara apresentam uma proporção de fenocristais de plagioclase superior a 15%, fortemente sugestiva da ocorrência de processos de acumulação. A actuação de tais processos é comprovada pelo facto das amostras de textura mais porfírica (PMT-53, 54, 70, 71, 77 e 78) apresentarem anomalias positivas de Eu (traduzidas por razões  $Eu/Eu^*$  superiores a 1) que se correlacionam positivamente com a razão  $Sr/Nd$  (Fig. 7.1).



**Fig. 7.1.** Projecção das amostras para as quais a proporção de fenocristais de plagioclase é superior a 15%. A correlação observada sugere que a anomalia em Eu deve ter resultado da acumulação de plagioclase. De acordo com a recomendação de Taylor & McLennan (1985)  $Eu/Eu^* = Eu_N / \sqrt{[(Sm_N) \cdot (Gd_N)]}$ .

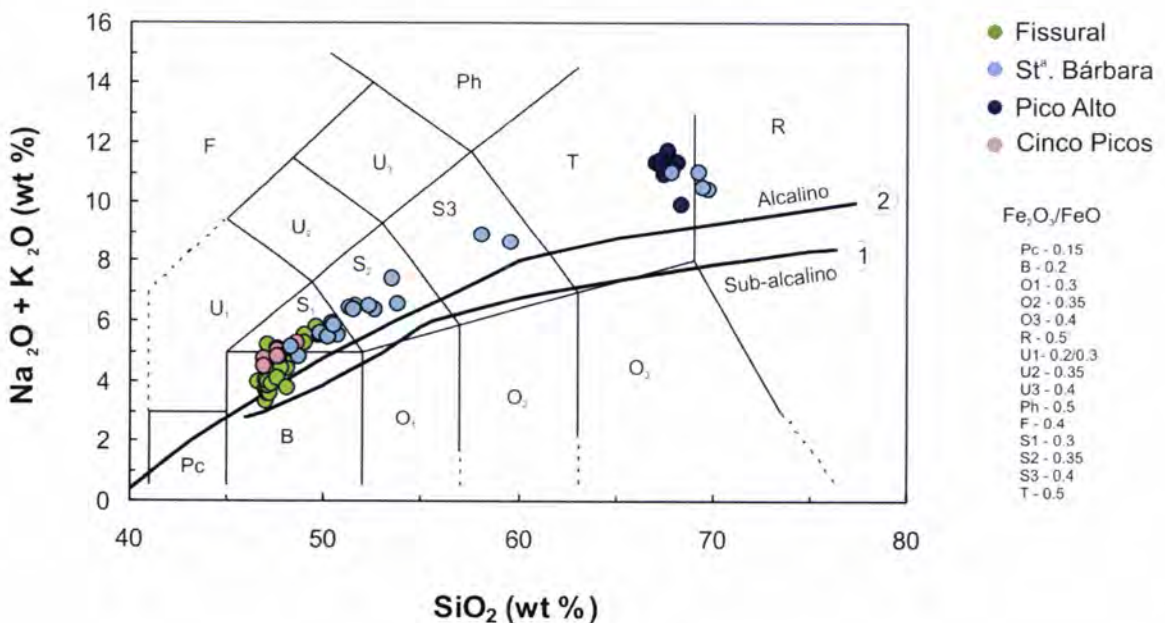
Ainda relativamente à Ponta dos Biscoitos, as lavas que foram amostradas com o intuito de proceder à caracterização geoquímica do sistema Fissural, apresentam uma proporção de fenocristais (maioritariamente representados por olivina e piroxena) que por vezes atinge os 15%. No entanto, a ausência de acumulação significativa de olivina é sugerida pelos baixos valores determinados para a razão  $Ni/MgO$  (~14; veja-se Hart & Davis, 1978).



## 7.2. Sistemática das lavas da ilha Terceira

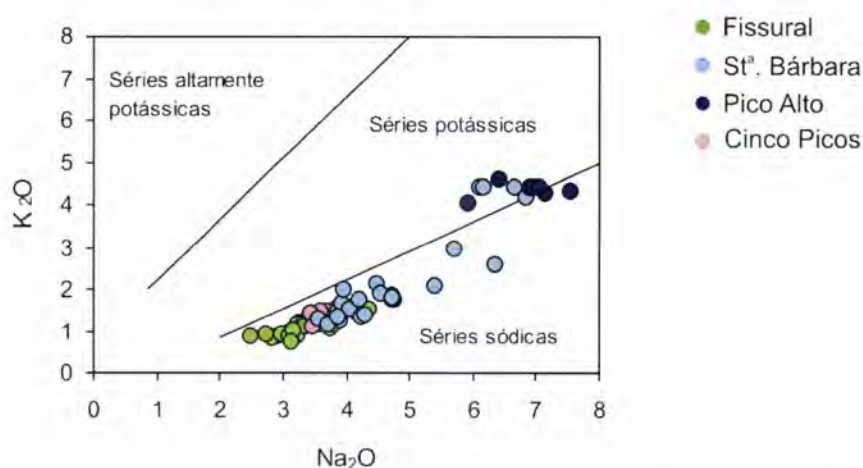
De acordo com a recomendação da IUGS (*International Union of Geological Sciences*) a classificação das rochas ígneas extrusivas assenta em critérios de natureza química. A mesma comissão sugere o uso do diagrama TAS (*Total alkalis-silica*, Le Bas et al., 1986), o qual requiere apenas a utilização dos valores de  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  e  $\text{SiO}_2$  (a partir de uma análise química recalculada para 100% numa base anidra).

A projecção das lavas da ilha Terceira no diagrama TAS encontra-se representada na Fig. 7.2. A sua análise permite reconhecer um carácter alcalino para a generalidade das lavas, o qual resulta da sua projecção acima da linha apontada por Irvine & Baragar (1971) como separadora dos campos alcalino e sub-alcalino.



**Fig. 7.2.** Projcção das lavas da ilha Terceira no diagrama TAS (Le Bas et al., 1986). Campos composicionais: Pc – Picrobasalto; B - Basalto;  $\text{O}_1$  - andesito basáltico;  $\text{O}_2$  - andesito;  $\text{O}_3$  – Dacito; R – Riólito; T – Traquito ( $\text{qtzo} < 20\%$ ) e Traqui-dacito ( $\text{qtzo} > 20\%$ );  $\text{U}_1$  – Basanito ( $\text{oliv} > 10\%$ ) e Tefrito ( $\text{oliv} < 10\%$ );  $\text{U}_2$  – Fono-tefrito;  $\text{U}_3$  – Tefri-fonólito; Ph – Fonólito; F – Foidito;  $\text{S}_1$ ,  $\text{S}_2$  e  $\text{S}_3$  – Traqui-basalto, Andesito Traqui-basáltico e Traqui-andesito ou Havaíto, Mugearito e Benmoreito respectivamente (vide texto). As linhas a preto separam os campos alcalino (em cima) e sub-alcalino (em baixo) de acordo com Kuno (1966) (1) e Irvine & Baragar (1971) (2). Os valores da razão  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  indexados a cada um dos campos composicionais correspondem aos propostos por Middlemost (1989).

Num diagrama  $\text{Na}_2\text{O}$  versus  $\text{K}_2\text{O}$  (Fig. 7.3) é possível atribuir ao sódio um papel fundamental na assinatura alcalina patenteada pelas lavas da ilha Terceira. Com efeito, o conjunto de lavas básicas e intermédias definem uma série evolutiva do tipo sódica (de acordo com o esquema proposto por Middlemost, 1975), apenas contrariada pelo termos mais evoluídos, os quais se projectam maioritariamente no campo das séries potássicas. Assim, os termos básicos a intermédios projectados nos campos S1, S2 e S3 do diagrama TAS apresentam uma relação entre o  $\text{Na}_2\text{O}$  e o  $\text{K}_2\text{O}$  que obedece à expressão  $\text{Na}_2\text{O} - 2.0 \geq \text{K}_2\text{O}$ , permitindo a sua classificação como havaítos, mugearitos e benmoreitos respectivamente (Le Maitre et al., 1989).



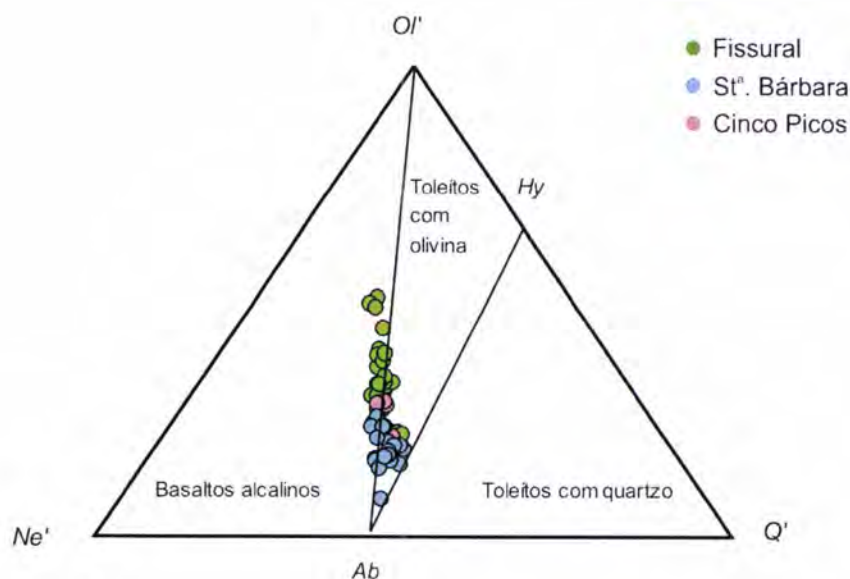
**Fig. 7.3.** Diagrama  $\text{Na}_2\text{O}$  versus  $\text{K}_2\text{O}$  (%) de Middlemost (1975) que permite evidenciar o carácter sódico da maioria das lavas da ilha Terceira. Esta tendência é apenas contrariada pelas rochas de composição traquítica.

O carácter alcalino ou sub-alcalino reconhecido a partir do diagrama TAS encontra-se também normalmente reflectido nas composições normativas. Relativamente à norma CIPW<sup>16</sup>, Middlemost (1989) alerta para o facto desta ser fortemente influenciada pela razão  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ . Assim, este autor sugere a utilização de valores *standard* escolhidos em função dos diferentes campos composicionais definidos no diagrama TAS (Fig. 7.2). Refira-se que estes valores serviram para estimar a percentagem de FeO das lavas da ilha Terceira, uma vez que as análises de litogeoquímica consideravam todo o ferro sob a forma de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ .

A classificação dos termos básicos com base na norma pode ser feita através da sua projecção na base do tetraedro definido por Yoder & Tilley (1962) (Fig. 7.4).

<sup>16</sup> Este acrónimo é utilizado em homenagem aos seus autores: Cross, Iddings, Pirsson e Whashington.





**Fig. 7.4.** Projeção das composições normativas das lavas máficas da ilha Terceira na base do tetraedro de classificação de rochas basálticas (s.l.) proposto por Yoder e Tilley (1962). A projecção é feita a partir do vértice definido pelo diópsido, o qual se encontra invariavelmente presente nas lavas representadas. Os vértices do triângulo correspondem a minerais normativos ajustados de acordo com as expressões:  $Ol' = Ol + [0.714 - (Fe/\{Fe+Mg\}) * 0.067] Hy$ ;  $Ne' = Ne + 0.542 Ab$ ;  $Q' = Q + 0.4 Ab + 0.25 Hy$ , onde *Ol*, *Hy*, *Q*, *Ne* e *Ab* referem-se a Olivina, Hiperstena, Quartzo, Nefelina e Albite, respectivamente.

A análise da figura permite concluir que a maior parte das rochas basálticas da ilha Terceira situa-se na transição entre os campos definidos pelos basaltos alcalinos (subsaturados em sílica, com olivina e nefelina normativas) e toleitos com olivina (saturados em sílica, com olivina e hiperstena normativas). Este comportamento contrasta com o que se encontra descrito para lavas alcalinas associadas a outras ilhas da Macaronésia, uma vez que estas normalmente traduzem composições fortemente subsaturadas em sílica, ou seja, com proporções significativas de nefelina normativa (superiores a 5%). Cite-se como exemplo as ilhas de Cabo Verde e das Canárias, onde chegam a ser frequentes as rochas nefeliniticas e melanefeliniticas (e.g. Schmincke, 1973; Trindade, 2002; Martins, 2003).

De acordo com White et al. (1979), a presença de nefelina normativa constitui também uma característica dos basaltos amostrados nas restantes ilhas do Arquipélago dos Açores. Para as lavas da ilha Terceira, os mesmo autores consideram que, apesar da maior saturação em sílica, estas possuem uma maior afinidade com os magmas alcalinos do que com os líquidos de composição toleítica.



---

Refira-se que este carácter de excepção da ilha Terceira no conjunto das ilhas Açorianas, bem como relativamente a outras ilhas da Macaronésia, encontra-se também expresso nos dados de química mineral já discutidos anteriormente (vide 6.3.2. e 6.3.4.).

Considerando o carácter alcalino emergente do diagrama TAS e o facto de simultaneamente estas lavas apresentarem com frequência hiperstena normativa, leva a atribuir-lhes um carácter transaccional (veja-se também Self & Gunn, 1976) que não está em desacordo com o facto de se caracterizarem por valores da razão Nb/Y entre 1 e 1.48 (vide Pearce, 1982).

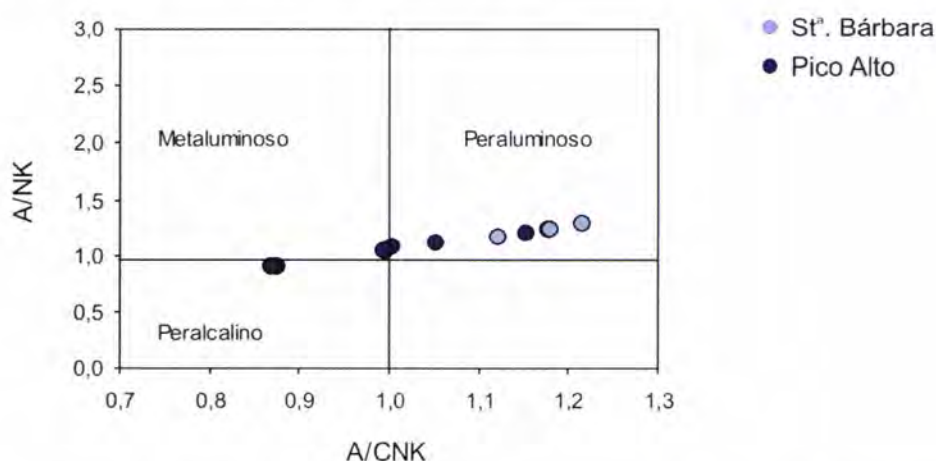
Da projecção das várias amostras no diagrama TAS (Fig. 7.2) resulta uma clara distinção entre as lavas associadas aos sistemas vulcânicos de Santa Bárbara, do Pico Alto e Fissural. O primeiro define uma série evolutiva que se estende desde o campo dos basaltos (relativamente raros) até às lavas riolíticas. O espectro composicional das lavas associadas ao sistema Fissural é significativamente menor e apresenta um claro predomínio de termos basálticos. Como referido no capítulo 6, os afloramentos de lavas associadas ao sistema vulcânico do Pico Alto correspondem invariavelmente a rochas traquíticas, as quais são caracterizadas por uma percentagem de quartzo normativo inferior ou igual a 20%.

Relativamente a Santa Bárbara, importa ainda salientar que a menor abundância de termos situados entre o campo dos mugearitos e das lavas traquíticas/riolíticas não deve reflectir uma deficiência na amostragem, uma vez que se encontra igualmente descrita nos trabalhos de Mungall (1993) e Mungall & Martin (1995). De acordo com os mesmos autores, esta descontinuidade composicional (normalmente conhecida na literatura como *Daly gap*) é fortemente atenuada com a projecção de xenólitos de origem hipabissal amostrados nos vários depósitos piroclásticos associados àquele vulcão. Assim, este facto pode ser interpretado como testemunho da dificuldade dos magmas de composição intermédia atingirem a superfície dando origem a erupções vulcânicas.

A mesma explicação é dada por Thompson et al. (2001) para justificar a ausência de termos intermédios na ilha de Rarotonga (SE Pacífico) a qual apresenta, à semelhança da ilha Terceira, um conjunto de lavas cuja composição reflecte uma

distribuição bimodal. Refira-se no entanto que, em oposição ao modelo anterior, Self & Gunn (1976) consideram o *Daly gap* da ilha Terceira como uma possível consequência da fraccionação de fases minerais ricas em Ti (nomeadamente quersutite) de acordo com o modelo proposto por Borley et al. (1971) para a ilha de Tenerife (Canárias). Na verdade, o carácter extremamente subsaturado em sílica que caracteriza estes minerais torna expectável que a sua fraccionação seja traduzida num aumento pronunciado e repentino de  $\text{SiO}_2$ . Ainda que nas lavas da ilha Terceira a quersutite não ocorra como uma fase fenocristalina, salienta-se o facto de o mesmo efeito ser produzido pela fraccionação de óxidos de Fe e Ti, os quais foram reconhecidos como fenocristais nas lavas de Santa Bárbara.

As rochas ácidas associadas ao sistema vulcânico de Santa Bárbara mostram um carácter peraluminoso, o qual também tipifica algumas das rochas traquíticas do Pico Alto. No entanto, estas últimas não apresentam um enriquecimento tão acentuado em alumina, chegando mesmo a mostrar uma assinatura peralcalina (Fig. 7.5). Quando tal acontece, é possível classificar os traquitos do Pico Alto como panteleritos, de acordo com a condição  $\text{Al}_2\text{O}_3 < 1.33 \cdot \text{FeO}_t + 4.4$  proposta por Macdonald (1974) e defendida por Le Maitre et al. (1989).



**Fig. 7.5.** Assinatura das lavas traquíticas e riolíticas associadas aos sistemas vulcânicos do Pico Alto e Santa Bárbara de acordo com as suas concentrações em  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  e  $\text{CaO}$  (e.g. Best & Christiansen, 2001).  $\text{A/CNK} = \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ ;  $\text{ANK} = \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ .

Acresce referir que os traquitos e riólitos associados à evolução do vulcão de Santa Bárbara são classificados como comenditos por Mungall (1993) e Mungall & Martin (1995). Tal classificação depende, contudo, da existência de uma assinatura

---

peralcalina que não encontra expressão nas análises de litogeoquímica apresentadas neste trabalho.

### 7.3. Heterogeneidades intra-escoada

A baixa viscosidade dos magmas básicos e o elevado contraste de densidade que existe entre estes e as fases *liquidus* torna-os particularmente sensíveis à ocorrência de diferenciação magmática por cristalização fraccionada. A melhor evidência deste processo encontra-se expresso em alguns maciços intrusivos (e.g. Bushveld, África do Sul; Skaergaard, Gronelândia), os quais apresentam uma estratificação interna caracterizada pela variação na proporção relativa dos minerais constituintes. Nas regiões vulcânicas, a evolução temporal dos magmas armazenados no interior de câmaras magmáticas encontra-se normalmente expressa nas variações químicas que se observam em sequências formadas por níveis de lava com diferentes graus de evolução.

A caracterização química das lavas das ilhas Açorianas resulta frequentemente, e à semelhança do que acontece noutros locais, da amostragem pontual de uma única amostra considerada representativa da escoada que a encerra (e.g. White et al., 1979). Vários trabalhos têm reconhecido, contudo, a existência de heterogeneidades químicas ao longo de uma mesma escoada, nomeadamente em lavas extruídas em ambiente de crista média oceânica (Lindstrom & Haskin, 1981; Rubin et al., 2001<sup>17</sup>). É certo que tais heterogeneidades são passíveis de comprometer a interpretação sobre processos petrogenéticos inferida com base na composição química das lavas; no entanto, o reconhecimento da sua existência pode fornecer indicações importantes acerca dos processos activos no interior das câmaras magmáticas ou no decurso da implantação das escoadas à superfície.

Com o intuito de testar a representatividade das amostras analisadas tendo em vista a caracterização dos processos de magmatogénese e evolução magmática, colheram-se sete amostras sobre a escoada basáltica do Algar do Carvão que ocupa o interior da caldeira de Guilherme Moniz, extendendo-se para sul até encontrar o

---

<sup>17</sup> Estes autores referem a existência de uma correlação negativa entre o grau de heterogeneidade das lavas e a taxa de expansão das cristas médias oceânicas. Assim, quanto menor for a taxa de expansão, maior será a probabilidade das lavas revelarem heterogeneidades composicionais.



oceano junto à povoação da Serretinha (vide Figs. 4.2 e 4.3). A escolha recaiu sobre esta escoada pelo facto de constituir uma apreciável extensão de afloramento (~ 13 km) que é facilmente delimitada por se tratar de uma lava de idade recente (estimada em cerca de 2100 anos, vide capítulo 4) e por se encontrar coberta por uma vegetação diferente daquela que caracteriza as áreas adjacentes (vide Fig. 7.6).

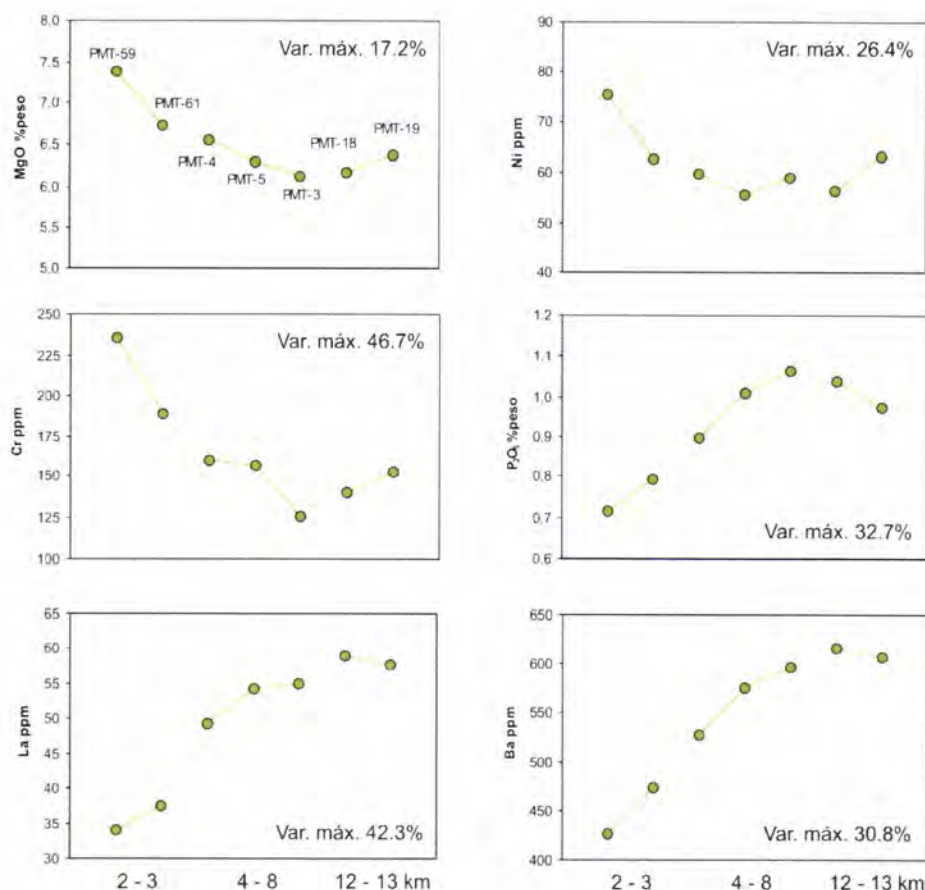
As sete amostras colhidas ao longo da escoada apresentam uma textura ligeiramente porfírica (3 a 5% de fenocristais) caracterizada pela presença de olivina, piroxena e, mais raramente, plagioclase na geração fenocristalina, a qual se encontra imersa numa matriz microcristalina. Relativamente à composição destas fases minerais, refira-se que algumas das clinopiroxenas analisadas na amostra PMT-61 apresentam os teores de Cr mais elevados obtidos em piroxenas da ilha Terceira.



**Fig. 7.6.** Ramo sul da escoada do Algar do Carvão que preenche e transborda a caldeira de Guilherme Moniz.

Os resultados das análises litogeoquímicas revelam a existência de variações composicionais significativas as quais podem ser, contudo, correlacionáveis com a distância ao centro emissor (Fig. 7.7). Importa salientar que estas diferenças dificilmente poderão traduzir um efeito analítico, uma vez que as amostras em causa foram analisadas no mesmo período (Agosto de 2002) e em conjunto com outras dezenas de amostras da ilha Terceira, sem que a sua designação tenha alguma relação com localização e posicionamento ao longo da escoada. Acresce ainda mencionar que a precisão estimada através da análise de duplicados permite

descartar por completo tal hipótese, sendo as variações observadas para o conjunto dos elementos analisados raramente superiores a 5% e nunca ultrapassando os 15%.



**Fig. 7.7.** Variação do teor de MgO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> e de alguns elementos traço com a distância ao centro emissor da escoada basáltica do Algar do Carvão. Para cada elemento encontra-se assinalada a variação máxima (%) da sua concentração no conjunto das amostras considerado.

A análise da figura 7.7 evidencia uma diminuição na concentração de elementos compatíveis<sup>18</sup> (e.g. MgO, Cr e Ni) com a distância ao centro emissor, a qual contrasta com o enriquecimento em elementos incompatíveis (e.g. P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Ba, Rb, terras raras) que se observa no mesmo sentido. De uma forma geral, esta tendência é apenas contrariada pela amostra situada a maior distância do centro emissor e pode estar relacionada com o facto de ter sido amostrada a cerca de 1 metro abaixo da superfície da escoada. Com efeito, os restantes exemplares foram amostrados junto ao topo da escoada, podendo ser mais facilmente correlacionados com o mesmo episódio de escoamento superficial da lava.

<sup>18</sup> Com as fases fenocristalinas predominantes, ou seja, olivina e clinopiroxena.



Não obstante a variabilidade patente na figura 7.7, as razões entre elementos fortemente incompatíveis permanecem constantes (e.g. Zr/Nb:  $4.41 \pm 0.15$ ; Ta/Th:  $1.15 \pm 0.09$ ; Ba/Rb:  $23.11 \pm 1.76$ ) atestando o carácter cogenético do conjunto das amostras analisadas. Assim, a variabilidade química pode ser interpretada na dependência de processos de diferenciação magmática no interior de uma coluna de magma ou, alternativamente, no decurso do escoamento da lava à superfície. No entanto, atendendo ao carácter pouco porfirítico da escoada em causa, o processo de diferenciação por fluxo, a ter existido, não terá certamente assumido uma importância significativa. Em conformidade, considera-se que tais variações se explicarão por um processo de diferenciação que deve ter precedido o evento eruptivo. Este processo terá conduzido ao desenvolvimento de uma câmara magmática zonada quimicamente que, ao ter sido sequencialmente amostrada durante a erupção da escoada do Algar do Carvão, viria a traduzir-se na variação longitudinal observada (Madureira et al. 2005a).

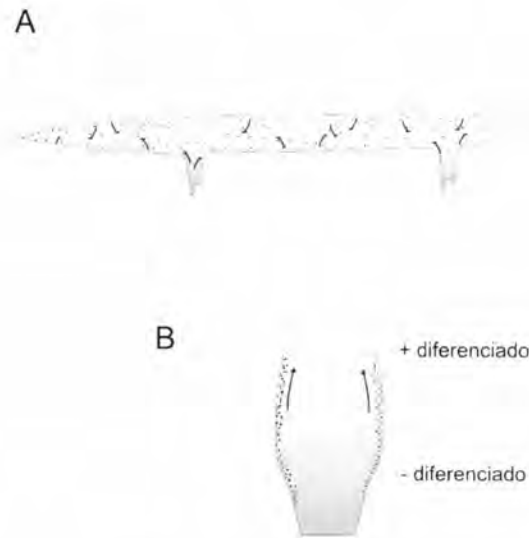
A ocorrência de zonamento no interior das câmaras magmáticas tem vindo a ser reconhecida como um fenómeno geológico comum, embora os processos que lhe estão associados sejam ainda pouco compreendidos. Na maioria dos casos, porém, o magma mais evoluído é interpretado como ocupando o topo da câmara magmática em virtude da sua menor densidade (Silva & Wolff, 1995 e referências inclusas).

De acordo com Silva & Wolff (1995), o desenvolvimento de um zonamento químico depende fundamentalmente da geometria da câmara magmática. Se esta apresentar uma geometria tabular (do tipo soleira), o arrefecimento diferencial do magma situado junto ao topo do reservatório promove o seu afundamento por instabilidade gravítica ao mesmo tempo que a cristalização na base da câmara magmática origina um magma residual, menos denso, que tende a migrar para níveis mais superficiais (Fig. 7.8-A). A combinação destes dois mecanismos conduz à mistura e homogeneização química do líquido magmático, não obstante a possível ocorrência de diferenciação magmática por cristalização fraccionada (como observado nos maciços intrusivos de Bushveld ou Skaergaard – do tipo soleira *s.l.* - citados anteriormente).

Pelo contrário, se a geometria for cilíndrica (do tipo *pipe*), a cristalização ao longo das paredes da câmara magmática produz um líquido residual menos denso que



tende a migrar, por convecção, para o topo da coluna magmática, favorecendo a criação de um reservatório zonado (Fig. 7.8-B; Silva & Wolff, 1995; Maughan et al., 2002). Relativamente à ilha Terceira, o desenvolvimento de câmaras magmáticas deste tipo deve ser favorecido pelo regime de tensão associado à expansão oceânica interpretada para o sistema vulcânico Fissural (vide ponto 3.1 e capítulo 4).



**Fig. 7.8.** Modelo esquemático que ilustra duas geometrias possíveis para as câmaras magmáticas (adaptado de Maughan et al., 2002). A – geometria tabular. A evolução do magma num reservatório deste tipo promove a sua homogeneização, não ocorrendo zonamento químico. B – geometria cilíndrica. Neste caso, a cristalização ao longo das paredes da câmara magmática cria um líquido residual menos denso que ascende para o topo do reservatório favorecendo, assim, a ocorrência de zonamento.

Como acima referido, os processos de cristalização fraccionada são normalmente invocados para justificar a ocorrência de sequências de lavas cogenéticas com graus de evolução distintos. No entanto, considera-se aqui a possibilidade dos mesmos processos conduzirem ao zonamento de uma mesma escoada de composição basáltica, admitindo que as amostras colhidas a maior distância do centro emissor representam a composição do líquido magmático originalmente armazenado nos níveis mais superficiais da coluna de magma.

A variação na concentração de MgO, Cr e Ni expressa na Fig. 7.7, associada à paragénese que compõe a geração fenocristalina, aponta para a participação da clinopiroxena  $\pm$  olivina no processo de cristalização fraccionada envolvido na diferenciação da escoada em causa. A tendência para uma diminuição na concentração daqueles elementos com o aumento da distância ao centro emissor

pode ser explicada com base na geometria da câmara magmática e de acordo com o modelo de evolução descrito anteriormente.

A actuação isolada de um processo de cristalização fraccionada não permite, porém, justificar a amplitude dos diferentes graus de enriquecimento que se observam entre elementos incompatíveis, nomeadamente terras raras (em particular terras raras leves e intermédias), elementos de baixo potencial iónico (Ba, Rb, Cs, K) e elementos de alto potencial iónico (Y, Zr, Nb, Hf e Th). Com efeito, para os dois primeiros casos é possível reconhecer variações bem mais significativas (e semelhantes às observadas para os elementos compatíveis) do que para a maioria dos elementos incompatíveis de alto potencial iónico (Tabela 7.1).

Apesar de apresentarem um comportamento incompatível, os elementos de baixo potencial iónico são também considerados como elementos móveis, susceptíveis de serem transportados em solução por fluidos aquosos (e.g. Rollinson, 1993). Assim, é possível considerar que a exsolução de uma fase fluida associada à ascensão do líquido magmático possa ter desempenhado um papel determinante na distribuição destes elementos no interior da coluna de magma. De resto, a existência de um elevado teor de H<sub>2</sub>O nesta escoada é testemunhada pela ocorrência, ainda que esporádica, de biotite (e eventualmente hornblenda) na matriz microcristalina.

A mesma explicação não serve, contudo, para justificar o comportamento associado às terras raras ou ao fósforo (Fig. 7.7) pelo que, para estes elementos, a questão terá que permanecer em aberto.

Amostra	La	Sm	Ba	Rb	Zr	Nb	Y
PMT-59	33.98	8.97	425.73	19.58	176.57	39.66	34.35
PMT -61	37.56	9.43	473.83	23.41	197.69	43.48	35.47
PMT -4	49.21	11.99	527.20	23.16	188.38	40.65	37.68
PMT -5	54.18	13.06	574.53	24.89	193.95	44.65	38.11
PMT -3	54.87	13.30	596.54	24.15	194.89	44.43	39.88
PMT -18	58.90	14.02	615.19	24.17	186.97	44.17	37.88
PMT -19	57.72	13.80	606.56	25.53	193.81	45.61	38.39
<b>Varição máx. %</b>	<b>42.30</b>	<b>36.05</b>	<b>30.80</b>	<b>23.33</b>	<b>10.68</b>	<b>13.04</b>	<b>13.87</b>

**Tabela 7.1.** Concentração (em ppm) em terras raras e em alguns elementos incompatíveis de alto e baixo potencial iónico para as várias amostras da escoada basáltica do Algar do Carvão. As amostras estão dispostas, de cima para baixo, de acordo com o aumento da distância ao centro emissor.

---

Como referido no capítulo introdutório, um dos principais objectivos da presente dissertação consiste na caracterização da(s) fonte(s) mantélica(s) tendo em vista a discussão do modelo de pluma para os Açores. Do ponto de vista da geoquímica elementar, este objectivo será concretizado através da análise dos elementos traço, em particular daqueles que apresentam um comportamento incompatível com as fases mantélicas residuais. A amostragem realizada na ilha Terceira considerou a colheita de várias amostras ao longo das escoadas que apresentam maior continuidade no terreno. No entanto, uma vez que alguns dos elementos traço são susceptíveis de apresentar variações significativas intra-escoada, cada lava será representada apenas pelo exemplar que descreva a composição mais primitiva do líquido magmático, ou seja, que apresente as maiores concentrações de MgO e Ni (desde que isentas da actuação de processos de acumulação magmática).

#### 7.4. Evolução magmática

A projecção das lavas da ilha Terceira no diagrama TAS (Fig. 7.2) permitiu reconhecer graus de evolução distintos para os sistemas vulcânicos Fissural, Cinco Picos e Santa Bárbara. Este último comporta o conjunto de amostras de maior espectro composicional, projectadas nos campos relativos aos basaltos, havaítos, mugearitos, benmoreítos e riólitos. As amostras do sistema Fissural definem uma série magmática menos evoluída, constituída por basaltos (largamente maioritários) e havaítos. As lavas associadas ao sistema vulcânico dos Cinco Picos ocupam uma posição intermédia entre aqueles dois extremos, extendendo-se desde o campo dos basaltos até ao campo dos mugearitos.

Não obstante o facto das lavas extruídas a partir do sistema vulcânico Fissural corresponderem aos termos menos evoluídos, as amostras susceptíveis de serem interpretadas como representativas da composição de líquidos magmáticos primários são escassas. De acordo com Frey et al. (1978), a composição de um líquido primário resultante da fusão parcial do manto pode ser descrita através da composição de lavas que possuam valores de MgO > 10 %, Mg#<sup>19</sup> > 68 e elevadas concentrações de Ni (superiores a 250 ppm), desde que estas não evidenciem aspectos texturais relacionados com acumulação de fenocristais. Relativamente à

---

<sup>19</sup> O Mg# é definido a partir da expressão  $[Mg^{2+}/(Mg^{2+} + Fe^{2+})]*100$ .



ilha Terceira, apenas as lavas amostradas junto à baía de Porto Martins e Porto Judeu (PMT-8, PMT-14 e PMT-15) satisfazem a maior parte destes pré-requisitos, ou seja, MgO entre 11.34 e 11.83 %, Mg# entre 71.79 e 72.77 e concentrações em Ni entre 267 e 283 ppm.

A raridade de termos que possam ser considerados representativos de líquidos primários permite concluir sobre a importância dos processos de evolução magmática como causa da variabilidade composicional. Importa, assim, discutir a possibilidade das lavas associadas aos vários sistemas vulcânicos definirem uma sequência cogenética relacionada por processos de evolução magmática, nomeadamente através da cristalização fraccionada.

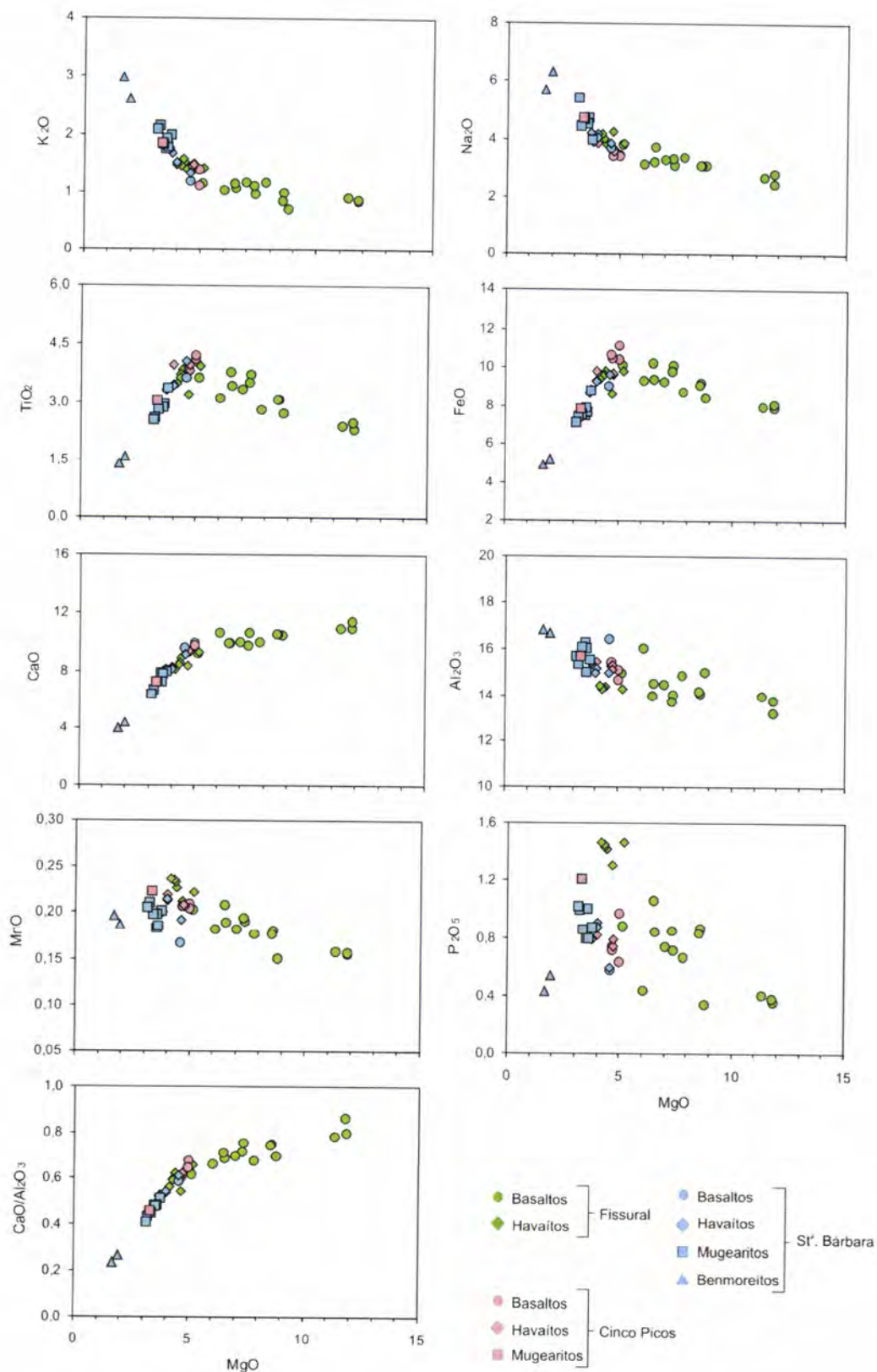
#### 7.4.1. Elementos maiores

A ocorrência de cristalização fraccionada pode ser avaliada através da projecção dos elementos maiores relativamente a um índice que descreva o grau de evolução magmática (diagramas de variação de Harker<sup>20</sup>). Para rochas de composição basáltica *s.l.*, a concentração em MgO é normalmente tomada como índice de evolução magmática, dado ser este o óxido que maior variabilidade apresenta neste tipo de rochas (Fig. 7.9)<sup>21</sup>.

A correlação curvilínea encontrada para a maioria dos diagramas da Fig. 7.9 permite considerar a possibilidade de uma origem cogenética para o conjunto das lavas estudadas em que o espectro composicional pudesse ter resultado, fundamentalmente, da actuação de processos de cristalização fraccionada. Importa assinalar, contudo, a maior dispersão que se observa para o P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> o que, sugerindo a existência de um *trend* distinto para as lavas associadas ao sistema vulcânico Fissural relativamente ao definido pelas amostras associadas a Santa Bárbara e Cinco Picos, aponta para a existência de não "consanguinidade magmática" à escala da ilha. Esta ideia é reforçada pelo facto da evolução implícita na Fig. 7.9 não

<sup>20</sup> Em rigor, nos diagramas de Harker o índice de evolução magmática corresponde ao SiO<sub>2</sub>.

<sup>21</sup> Como referido nos capítulos 1 e 5, os processos que conduziram à formação das rochas de natureza riolítica e traquítica associadas ao sistema vulcânico de Santa Bárbara e Pico Alto não serão incluídos na presente discussão.



**Fig. 7.9.** Variação da concentração dos elementos maiores em função da concentração de MgO (%) para as lavas associadas aos sistemas vulcânicos Fissural, Cinco Picos e Santa Bárbara. O maior grau de evolução magmática corresponde à menor concentração em MgO.



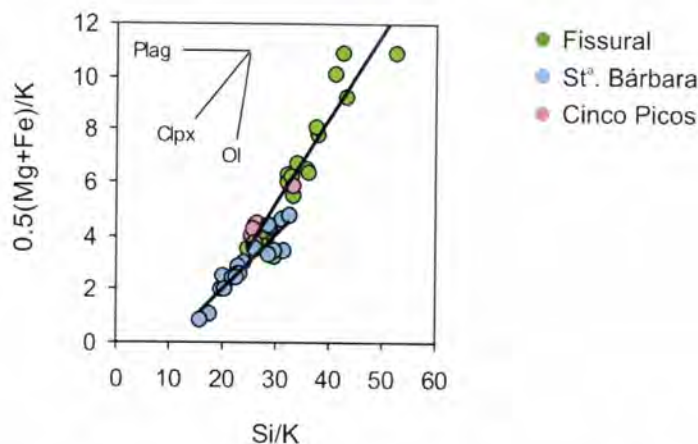
reflectir uma evolução temporal. Com efeito, os modelos de evolução vulcanoestratigráfica da ilha (Self, 1976; Self & Gunn, 1976; Nunes, 2000; Madeira, 2005) consideram o sistema vulcânico dos Cinco Picos como sendo o mais antigo, encontrando-se toda a actividade histórica associada ao sistema vulcânico Fissural. Esta relação temporal não corresponde à inferida a partir da Fig. 7.9 já que, do ponto de vista geoquímico, a evolução magmática é descrita no sentido Fissural → Cinco Picos → Santa Bárbara. Este assunto será retomado mais adiante.

As paragénese minerais envolvidas nos processos de cristalização fraccionada podem ser avaliadas combinando as observações petrográficas e a Fig. 7.9 com os chamados diagramas de Pearce. Este tipo de diagrama projecta razões  $A/Z$  versus  $B/Z$ , sendo Z um elemento incompatível com as fases minerais consideradas no processo de fraccionação. Os valores de A e B e Z são calculados através das proporções catiónicas de acordo com a estequiometria dos minerais envolvidos no processo (Russel & Nicholls, 1988). Para as lavas da ilha Terceira, o potássio foi escolhido como variável Z, uma vez que apresenta um comportamento incompatível ao longo de todo o processo de cristalização (Fig. 7.9).

O diagrama de Pearce representado na Fig. 7.10 permite distinguir a influência das principais fases fenocristalinas que ocorrem nas lavas da ilha Terceira (olivina, clinopiroxena e plagioclase) num processo de cristalização fraccionada. A análise do diagrama mostra que o espectro composicional obtido para a ilha Terceira não pode ser explicado pela fraccionação isolada de qualquer uma das fases minerais consideradas. Mais ainda, os declives das rectas de correlação determinadas para as sequências de lavas associadas aos sistemas vulcânicos Fissural e de Santa Bárbara permitem considerar a fraccionação de diferentes fases fenocristalinas ou, alternativamente, de diferentes proporções de uma mesma paragénese mineral. A primeira hipótese é, contudo, sugerida pela análise petrográfica, a qual permitiu reconhecer diferentes associações na geração fenocristalina presente nos dois extremos composicionais materializados pelo conjunto das lavas associadas ao sistema Fissural e de Santa Bárbara. O espectro composicional das amostras



associadas ao sistema dos Cinco Picos é significativamente mais reduzido<sup>22</sup> e ocupa uma posição intermédia entre os outros dois sistemas vulcânicos considerados.



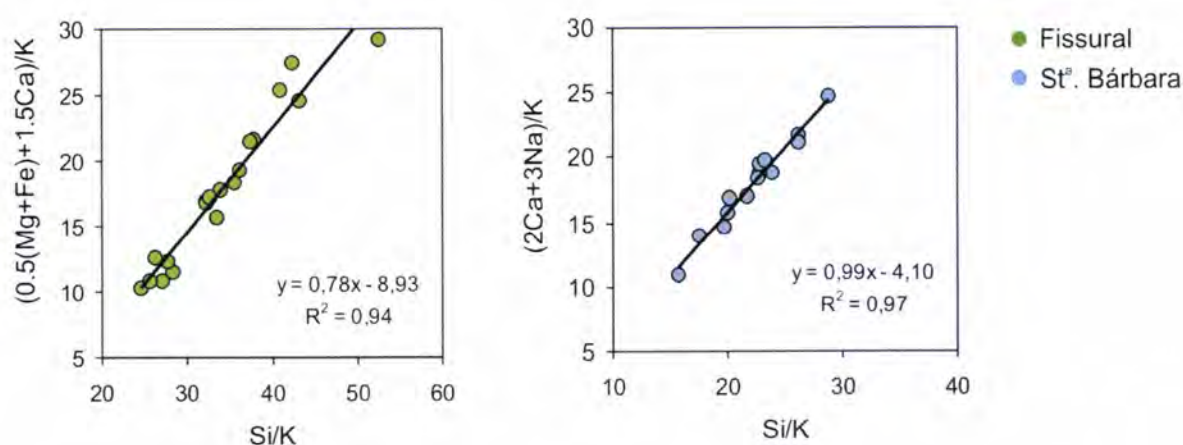
**Fig. 7.10.** Projecção das lavas da ilha Terceira no diagrama de Pearce Si/K versus 0.5(Mg+Fe)/K. As rectas de correlação encontradas para as lavas associadas aos sistemas vulcânicos Fissural e de Santa Bárbara sugerem a actuação de diferentes fases minerais no processo de cristalização fraccionada.

Para os sistemas vulcânicos Fissural e de Santa Bárbara, as paragéneses minerais envolvidas no processo de cristalização fraccionada podem ser melhor avaliadas através dos diagramas da Fig. 7.11. Com efeito, num diagrama Si/K versus  $2Ca+3Na/K$ , a fraccionação conjunta de clinopiroxena + plagioclase resulta numa sequência de lavas para as quais é possível obter uma recta de correlação com um declive igual a 1. A fraccionação de uma paragéneses constituída por olivina e clinopiroxena pode ser avaliada seguindo o mesmo critério num diagrama Si/K versus  $[0.5(Mg+Fe)+1.5Ca]/K$  (Russel & Nicholls, 1988).

A Fig. 7.11 mostra que, para o sistema vulcânico de Santa Bárbara, o espectro composicional representado pode ser justificado fundamentalmente com a fraccionação de clinopiroxena e plagioclase. Não obstante, importa assinalar o facto da Fig. 7.9 revelar, para aquele conjunto de lavas, a existência de uma correlação positiva entre a diminuição da concentração de MgO e o decréscimo acentuado de FeO e TiO<sub>2</sub>. Assim, e de acordo com a análise petrográfica, o empobrecimento destes metais de transição é interpretado como sendo resultante da cristalização e fraccionação de óxidos de ferro e titânio (titanomagnetite e/ou ilmenite) no decurso

<sup>22</sup> Este facto, associado à ausência generalizada de fenocristais nas lavas associadas a este sistema vulcânico, dificulta a caracterização do processo de cristalização fraccionada.

da evolução magmática. Relativamente ao sistema Fissural, a fraccionação de olivina e clinopiroxena não permite explicar o declive inferior a 1 obtido para a recta de correlação (Fig. 7.11). Considera-se, assim, a intervenção da plagioclase na paragénese a fraccionar a qual, de resto, surge como fase fenocristalina nas lavas associadas ao sistema Fissural que afloram entre as caldeiras de Guilherme Moniz e Santa Bárbara. O envolvimento destas fases minerais no processo de cristalização fraccionada pode também ser interpretado a partir da Fig. 7.12, na qual se projecta a composição química dos diferentes litótipos juntamente com a composição dos cristais analisados por microsonda electrónica.

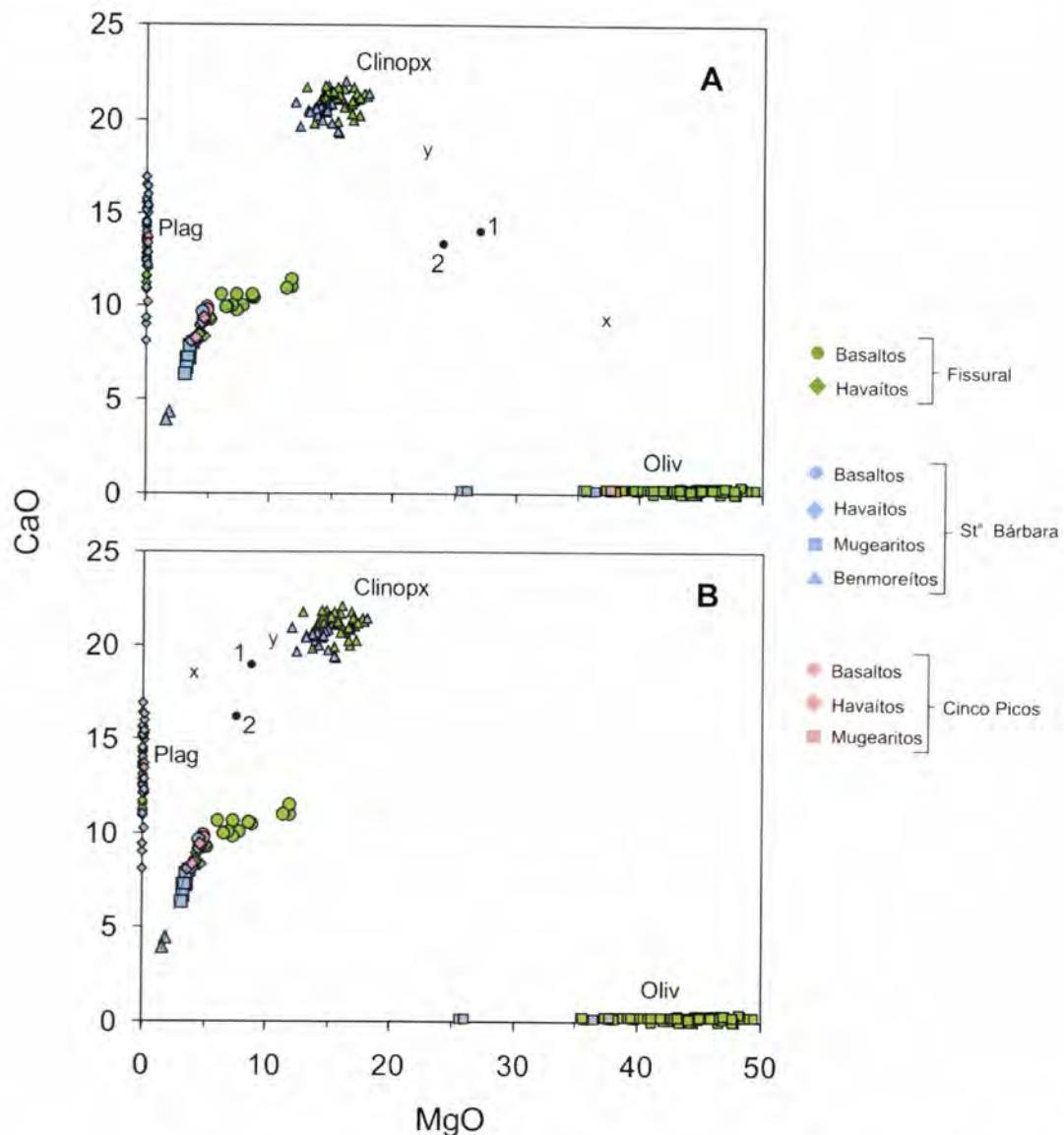


**Fig. 7.11.** Diagramas de Pearce construídos para as lavas associadas aos sistemas vulcânicos de Santa Bárbara e Fissural. A sequência de lavas associadas ao sistema de Santa Bárbara pode ser explicada através da fraccionação de clinopiroxena + plagioclase. Relativamente à sequência definida pelas lavas associadas ao sistema Fissural, o declive da recta de correlação pode ser justificado a partir da fraccionação de olivina + clinopiroxena  $\pm$  plagioclase.

A Fig. 7.12B é particularmente ilustrativa do envolvimento conjunto da plagioclase e da clinopiroxena no processo de fraccionação responsável pela variação composicional das lavas associadas ao sistema vulcânico de Santa Bárbara. No que concerne ao sistema vulcânico Fissural, a Fig. 7.12A sugere um claro predomínio da clinopiroxena sobre a olivina na paragénese envolvida na fraccionação. Considerando apenas a fraccionação de plagioclase e clinopiroxena para o sistema de Santa Bárbara e de olivina e clinopiroxena para o sistema Fissural é possível representar um estágio inicial e final no que respeita à composição de MgO e CaO da paragénese a fraccionar, cujo posicionamento sobre as linhas de evolução magmática varia, fundamentalmente, em função da composição dos fenocristais de



olivina e plagioclase (Fig. 7.12). No entanto, é possível observar que a percentagem de CaO não varia de forma significativa no decurso da evolução magmática interpretada para o sistema vulcânico Fissural, o mesmo se passando com o MgO relativamente ao sistema vulcânico de Santa Bárbara. A percentagem de fraccionação (C) pode, assim, ser estimada através da expressão:



**Fig. 7.12.** Projecção das lavas analisadas para a ilha Terceira em conjunto com os fenocristais analisados por microsonda electrónica (símbolos pequenos: quadrados - olivinas; triângulos - clinopiroxenas; losangos - plagioclase). As linhas de evolução magmática traçadas para os sistemas vulcânicos Fissural (A) e de Santa Bárbara (B) permitem considerar a fraccionação de clinopiroxena + olivina e de clinopiroxena + plagioclase respectivamente. Para cada um dos estádios (1 e 2) é possível calcular a proporção das fases minerais envolvidas no processo de fraccionação de acordo com a regra da "alavanca" (vide texto). A concentração de MgO e CaO encontra-se expressa em %.



$$R_A^i = CP_f^i + (1 - C)R_B^i \quad (7.1)$$

correspondendo  $R_A^i$  e  $R_B^i$  à concentração do elemento  $i$  no magma inicial e final respectivamente e  $P_f^i$  à concentração do mesmo elemento na paragénese mineral envolvida no processo de cristalização fraccionada.

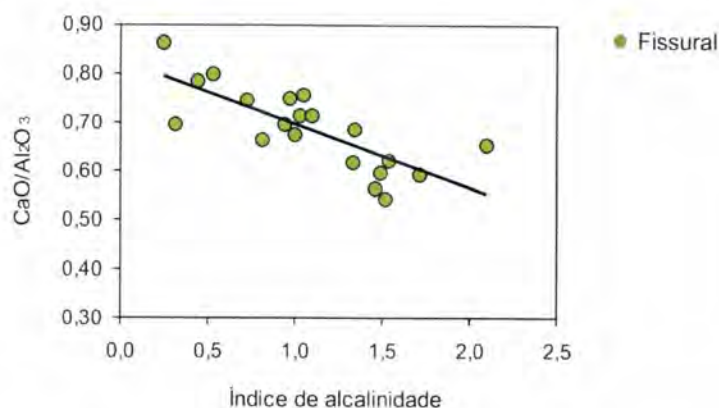
A partir da Fig. 7.12 é ainda possível estimar a proporção relativa das diferentes fases minerais que intervêm no processo de cristalização fraccionada de acordo com a regra da “alavanca” (*lever rule*). Tomando a clinopiroxena como exemplo para cada um dos sistemas vulcânicos considerados, a sua proporção na paragénese a fraccionar associada ao estágio 1 é definida pela razão  $x/(x+y)$  (Fig. 7.12). A proporção relativa das fases minerais envolvidas no processo de cristalização fraccionada para os estádios inicial e final representados na figura, bem como a percentagem de fraccionação estimada a partir da equação 7.1, encontram-se sintetizadas na tabela 7.2.

Sistema Vulcânico	% C	Estádio 1			Estádio 2		
		Oliv	Clinopx	Plag	Oliv	Clinopx	Plag
Fissural	57	34	66	-	36	64	-
Santa Bárbara	49	-	60	40	-	52	48

**Tabela 7.2.** Percentagem de fraccionação e proporção relativa (%) das fases minerais envolvidas nos processos de cristalização fraccionada que conduziram ao espectro composicional observado para as lavas associadas aos sistemas vulcânicos Fissural e de Santa Bárbara. Os estádios 1 e 2 encontram-se representados na Fig. 7.12.

Os resultados obtidos reflectem a importância que a fraccionação de clinopiroxena assume no quimismo dos magmas da ilha Terceira, a qual é também expressa pela diminuição da razão  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  com a diferenciação (Fig. 7.9). De acordo com Albarède et al. (1997), uma elevada fraccionação de clinopiroxena é susceptível de provocar um incremento do grau de alcalinidade associado a uma determinada série magmática. Assim, é possível que a este efeito possa estar associado o aumento da alcalinidade observado no sentido da maior evolução magmática descrito pelo conjunto das lavas agrupadas no sistema vulcânico Fissural (vide diagrama TAS, Fig. 7.2). De resto, esta hipótese é também favorecida pela Fig. 7.13, na qual se

projectam os valores da razão  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  em função do índice de alcalinidade definido como  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-0.37*(\text{SiO}_2-39)$  por Albaréde et al. (1997).



**Fig. 7.13.** Projecção das lavas associadas ao Sistema Fissural considerando a variação do índice de alcalinidade  $[(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-0.37*(\text{SiO}_2-39)]$  em função da razão  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ . As duas variáveis correlacionam-se negativamente, sugerindo que o aumento do índice de alcalinidade está relacionado com a fraccionação de clinopiroxena.

Refira-se, em jeito de conclusão, que os dados fornecidos pelas composições macro-elementares das lavas estudadas permitem atribuir à cristalização fraccionada um papel muito significativo na explicação da variabilidade composicional das lavas da ilha Terceira. Sendo essa importância bem evidente quando se analisa a variabilidade composicional intra-sistema vulcânico não é, contudo, e como se verá adiante, suficiente para justificar as diferenças observadas entre os vários sistemas.

#### 7.4.2. Elementos traço

Os elementos traço correspondem aos elementos arbitrariamente considerados como apresentando concentrações inferiores a 0.01 %, ou seja, 1000 ppm. Estas pequenas concentrações são insuficientes para que os elementos traço possam formar fases minerais próprias, mas a sua distribuição entre as diversas fases sólidas e/ou líquidas de um sistema geológico constitui um importante marcador dos diferentes processos petrogenéticos.

Nos processos ígneos, o comportamento dos elementos traço é normalmente descrito com base no coeficiente de partição de Nernst (McIntire, 1963; Beattie et al., 1993) definido como:



$$D_M^{\text{min/ liq}} = \frac{C_M^{\text{min}}}{C_M^{\text{liq}}} \quad (7.2)$$

correspondendo  $C_M^{\text{min}}$  à concentração do elemento M numa fase mineral e  $C_M^{\text{liq}}$  à concentração do mesmo elemento num líquido magmático. Se o valor de  $D$  for superior a 1, o elemento M diz-se compatível, concentrando-se preferencialmente na fase sólida; se  $D$  for inferior a 1, o elemento M é incompatível e tende a permanecer no líquido magmático.

A discussão elaborada anteriormente com base nos elementos maiores permitiu relacionar os diferentes graus de evolução das lavas associadas aos vários sistemas vulcânicos com a ocorrência de cristalização fraccionada. Em sistema fechado, este processo é descrito matematicamente pela lei de Rayleigh de acordo com a expressão (Neumann et al. 1954):

$$C_L^i = C_0^i \cdot F^{(D-1)} \quad (7.3)$$

correspondendo  $C_L^i$  e  $C_0^i$  às concentrações final e inicial de um determinado elemento traço  $i$ ,  $F$  à fracção de líquido magmático residual e  $D$  ao coeficiente de distribuição global (descrito como o somatório do produto entre a proporção de uma determinada fase mineral que é subtraída ao magma e o coeficiente de partição do elemento  $i$  relativamente a essa fase mineral, ou seja,  $D = D_i^{\text{min1/liq}} X_{\text{min1}} + D_i^{\text{min2/liq}} X_{\text{min2}} + \dots + D_i^{\text{min n/liq}} X_{\text{min n}}$ ).

Para elementos de comportamento fortemente incompatível ( $D \approx 0$ ), a equação anterior adquire a seguinte forma simplificada:

$$C_L^i = \frac{C_0^i}{F} \quad (7.4)$$

pelo que as razões entre dois elementos incompatíveis numa série magmática relacionada por processos de cristalização fraccionada devem permanecer constantes, ou seja:



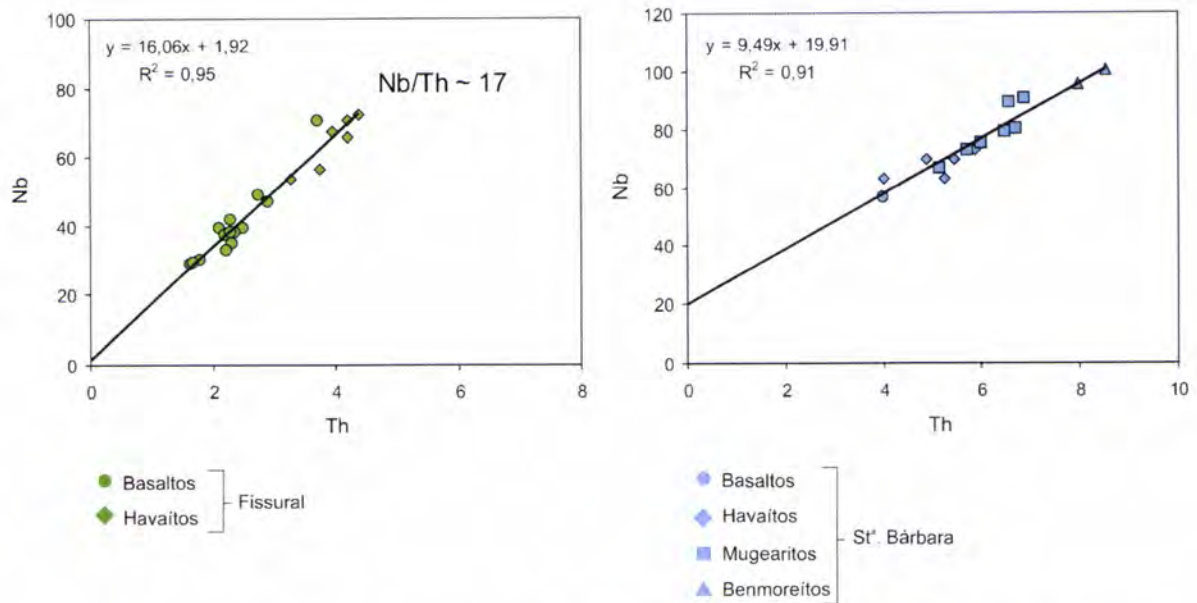
---

$$\frac{C_L^i}{C_L^j} = \frac{C_0^i}{C_0^j} \quad (7.5)$$

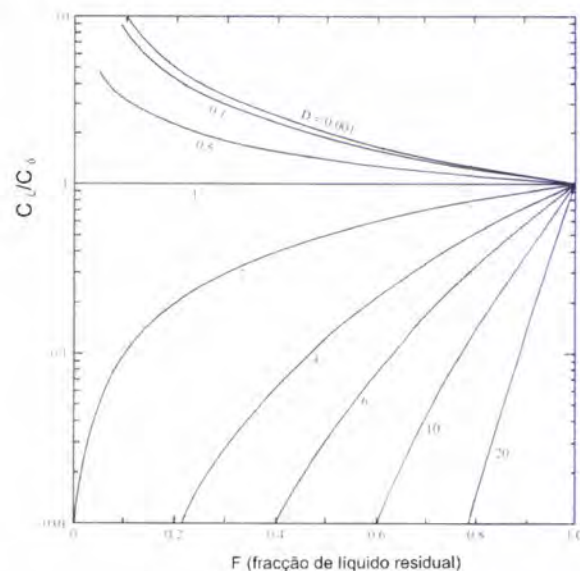
Tome-se como exemplo o Nb e o Th, elementos normalmente considerados fortemente incompatíveis com as fases minerais que têm vindo a ser consideradas para justificar a evolução das lavas da ilha Terceira. Assim, e de acordo com a equação 7.5, as razões entre aqueles elementos devem ser aproximadamente constantes no conjunto das lavas associadas aos vários sistemas vulcânicos.

Na Fig. 7.14 encontra-se representada a variação da concentração de Nb em função do Th para as lavas que constituem as séries magmáticas associadas aos sistemas vulcânicos Fissural e de Santa Bárbara. A correlação linear obtida, bem como a tendência para o incremento da concentração em ambos os elementos no sentido basaltos → havaitos → mugearitos → benmoreitos, apontam para o carácter cogenético das lavas dentro de cada série. Para o sistema vulcânico Fissural, esta interpretação é ainda reforçada pela invariância da razão Nb/Th ao longo de todo o espectro composicional. No entanto, para o sistema vulcânico de Santa Bárbara observa-se que a intersecção da recta de correlação com o eixo das ordenadas se encontra relativamente afastada da origem. Este facto permite atribuir ao Nb um comportamento mais compatível com as fases minerais intervenientes no processo de cristalização fraccionada. Assim, o comportamento distinto do Nb nas duas séries sugere, uma vez mais, a fraccionação de diferentes paragénese minerais responsáveis pela evolução magmática observada para os sistemas vulcânicos Fissural e de Santa Bárbara.

A Fig. 7.15 ilustra o comportamento dos elementos traço no decurso de um processo de cristalização fraccionada. A figura mostra que, quando comparados com os elementos incompatíveis, aqueles de comportamento compatível apresentam uma maior variação na sua concentração. Mais ainda, para elementos fortemente compatíveis, o acentuado decréscimo da sua concentração no líquido magmático residual torna-os bons marcadores das paragénese minerais envolvidas no processo de fraccionação.



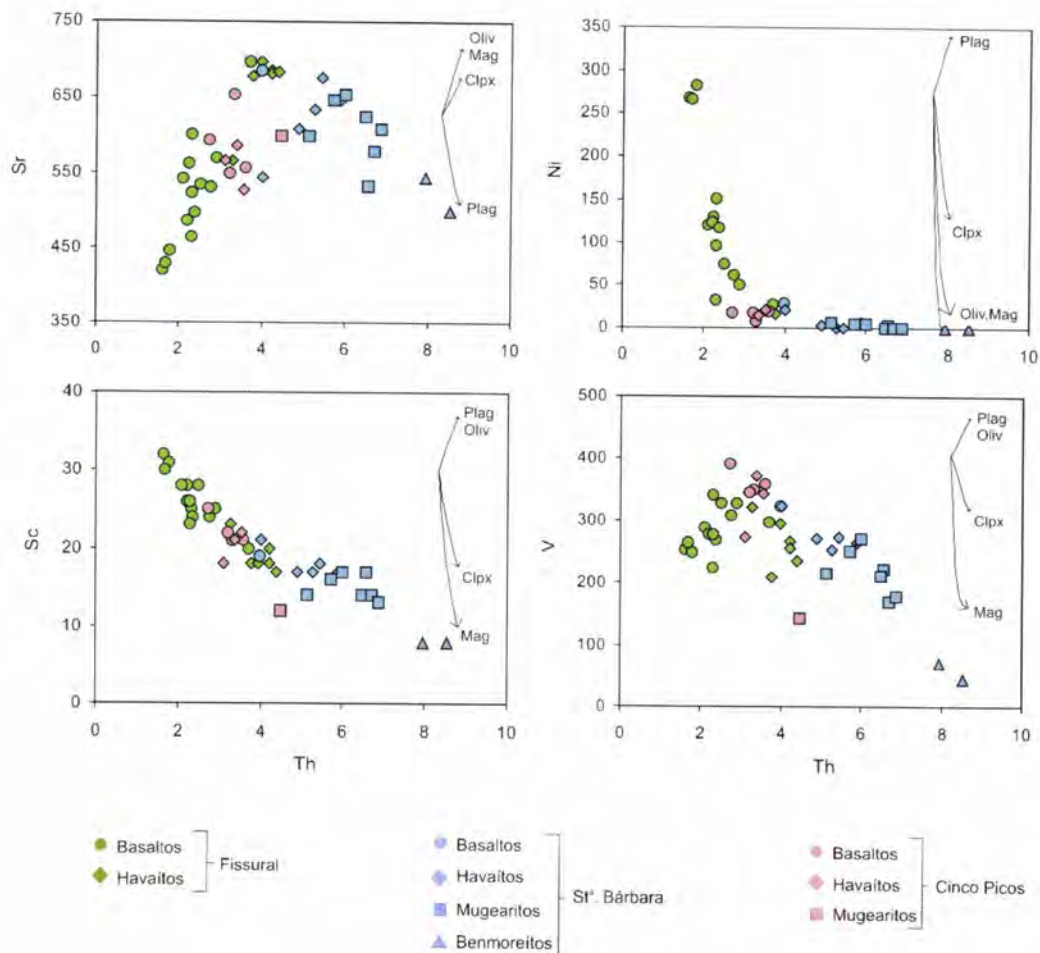
**Fig. 7.14.** Projecção da concentração (em ppm) de Th *versus* Nb para as lavas associadas aos sistemas vulcânicos Fissural e de Santa Bárbara. Relativamente à recta de correlação obtida para as lavas associadas ao sistema vulcânico de Santa Bárbara, o valor da ordenada na origem é claramente superior a zero permitindo reconhecer, para o Nb, um comportamento mais compatível quando comparado com o Th.



**Fig. 7.15.** Variação da razão entre a concentração de um determinado elemento no líquido residual ( $C_L$ ) e inicial ( $C_0$ ) ao longo de um processo de cristalização fraccionada (adaptado de Best & Christensen, 2001).

Os diagramas da Fig. 7.16 descrevem, para as lavas da ilha Terceira, a variação da concentração dos elementos mais compatíveis com as fases minerais envolvidas nos processos de cristalização fraccionada interpretadas a partir dos elementos maiores.





Mineral	$D_{Ni}$	$D_{Sc}$	$D_{Sr}$	$D_V$
Olivina	12.2	0.17	0.00	0.09
Clinopiroxena	4.4	3.3	0.4	3.1
Plagioclase	0.06	0.1	2.94	0.1
Magnetite	31	5.76	0.00	26

**Fig. 7.16.** Variação da concentração (em ppm) dos elementos considerados fortemente compatíveis com as fases minerais que se consideram associadas aos processos de diferenciação magmática que caracterizam as lavas da ilha Terceira. A cristalização fraccionada promove o enriquecimento dos elementos incompatíveis no líquido residual, pelo que a evolução magmática actua no sentido da maior concentração em Th. O módulo dos vectores determinados para a olivina (Oliv), clinopiroxena (Clpx), plagioclase (Plag) e magnetite (Mag) corresponde a 20% de cristalização fraccionada, considerando os coeficientes de partição apresentados na tabela e retirados da base de dados GERM (*Global Earth Reference Model*).

Os vários diagramas apresentados permitem, juntamente com a análise petrográfica, validar a interpretação feita anteriormente, a qual considera a evolução das lavas associadas ao sistema Fissural como resultado da fraccionação maioritária de

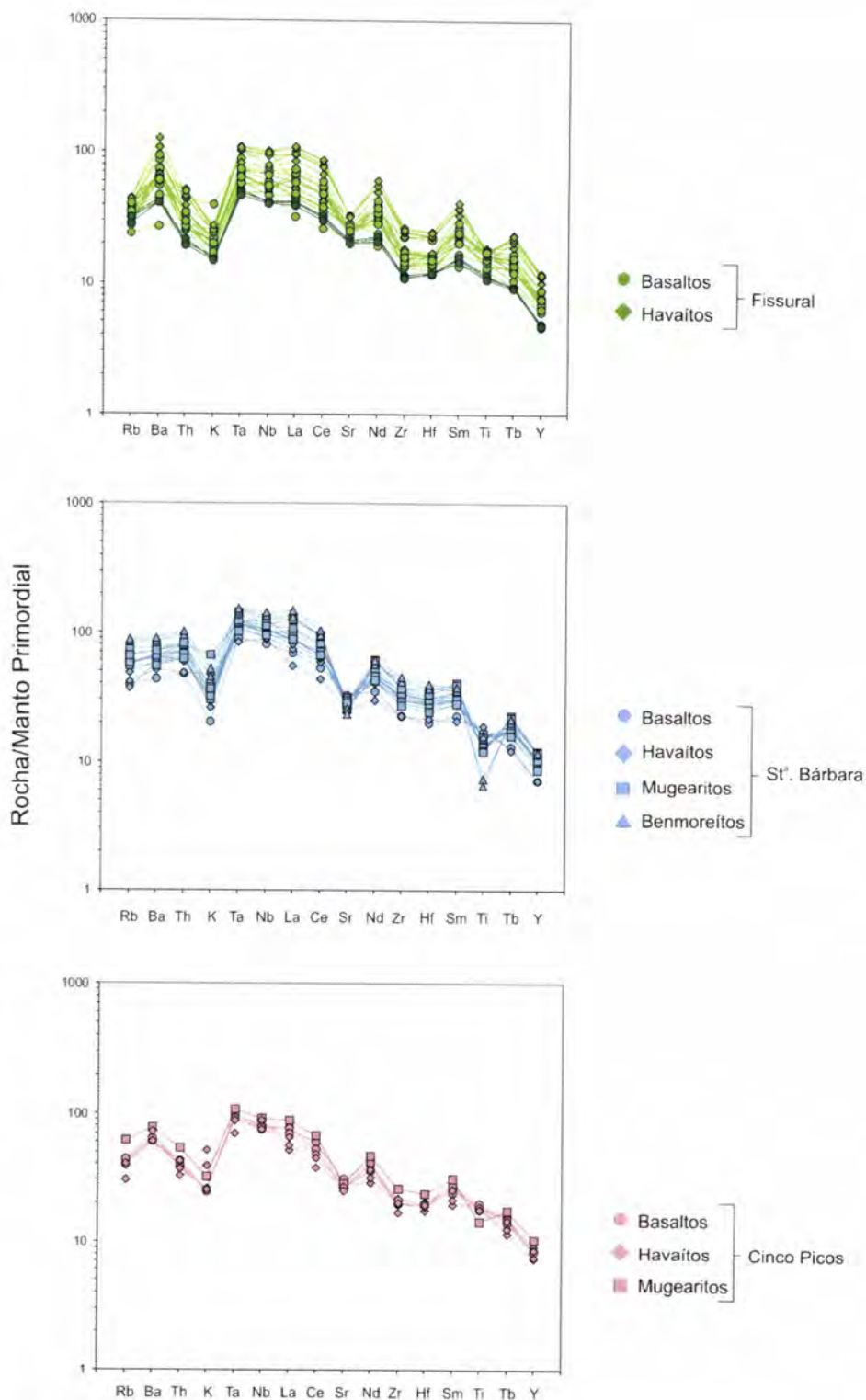


clinopiroxena e olivina, sendo o espectro composicional associado a Santa Bárbara explicado através da fraccionação de clinopiroxena + plagioclase  $\pm$  óxidos.

Importa, contudo, salientar alguns aspectos que ressaltam da análise da Fig. 7.16: o primeiro diz respeito ao facto de, mesmo nas rochas mais evoluídas do sistema Fissural, a importância da eventual fraccionação de plagioclase ser necessariamente pouco significativa. Com efeito, tais amostras correspondem à maior concentração de Sr, o qual é normalmente retido na estrutura das plagioclases no decurso da sua cristalização. Por outro lado, o diagrama Th *versus* V reforça o papel que clinopiroxena ou, eventualmente, a cristalização de óxidos (nomeadamente magnetite) possa ter assumido no processo de evolução magmática associado a estas lavas. No que respeita ao sistema vulcânico Cinco Picos, os diagramas parecem demonstrar uma tendência evolutiva semelhante à observada para o sistema vulcânico Fissural. No entanto, e como referido anteriormente, o reduzido espectro composicional dificulta a caracterização do processo de cristalização fraccionada que possa ter condicionado a evolução das lavas associadas a este sistema vulcânico.

Na Fig 7.17 encontram-se representados, para os vários sistemas vulcânicos, os padrões dos elementos traço normalizados para a composição do manto primordial, de acordo com os valores de normalização propostos por McDonough & Sun (1995). Para os três sistemas vulcânicos é possível reconhecer algumas semelhanças, nomeadamente a existência generalizada de anomalias negativas em K, Sr, Zr e Hf. De uma forma geral, é possível observar um enriquecimento em Nb, Ta e Terras Raras leves relativamente aos elementos de grande raio iónico (Ba, Rb e K). A excepção a este comportamento é protagonizada por algumas lavas associadas ao sistema vulcânico Fissural, para as quais é possível reconhecer a existência de uma forte anomalia positiva em Ba. De resto, uma anomalia positiva em Ba constitui uma característica das lavas associadas ao sistemas vulcânicos Fissural e dos Cinco Picos, ainda que a sua amplitude seja normalmente inferior à verificada para o Ta, Nb e La.

Para os sistemas vulcânicos Fissural e de Santa Bárbara é possível relacionar algumas das anomalias observadas com a evolução magmática, de acordo com algumas das interpretações feitas anteriormente. Assim, para as lavas havaíticas



**Fig. 7.17.** Spiderdiagrams construídos para as lavas associadas aos três sistemas vulcânicos que têm vindo a ser discutidos para a ilha Terceira. Os valores utilizados na normalização a partir da composição do manto primordial correspondem aos propostos por McDonough & Sun (1995). Neste tipo de diagrama, os elementos traço dispõem-se, da esquerda para a direita, de acordo com o aumento do grau de incompatibilidade. As lavas primitivas associadas ao sistema vulcânico Fissural encontram-se representadas com uma cor verde mais escura.



associadas ao sistema vulcânico Fissural é possível reconhecer o desenvolvimento de anomalias negativas em Sr e Ti, compatíveis com a cristalização e fraccionação de plagioclase e óxidos de Fe e Ti (titanomagnetite e/ou ilmenite). Anomalias negativas nos mesmos elementos encontram-se particularmente bem expressas nas lavas associadas ao sistema de Santa Bárbara, comprovando a maior importância que a fraccionação daquelas fases minerais devem ter assumido no desenvolvimento do espectro composicional observado. Relativamente às lavas associadas ao sistema vulcânico dos Cinco Picos, uma maior afinidade com a série magmática do sistema Fissural é sugerida pela semelhança do padrão dos elementos traço obtido para os dois casos.

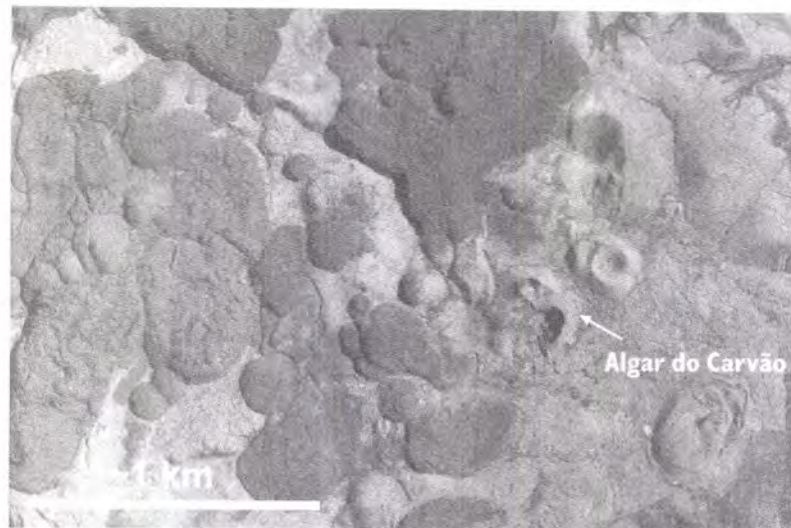
Do conjunto das lavas associadas ao sistema vulcânico Fissural, aquelas que apresentam o maior enriquecimento em Ba constituem algumas das escoadas extruídas na vizinhança da caldeira de Guilherme Moniz. No campo, estas escoadas exibem um aspecto extremamente jovem e poderão ser posteriores às abundantes rochas traquíticas que aí afloram. É o caso da escoada do Algar do carvão (Fig. 7.18; vide capítulo 4 e ponto 7.3.), cuja idade é mais recente do que a estimada para as rochas traquíticas envolventes (1730-2100 anos *versus* 2600-3200 anos; Forjaz et al., 2004). Importa, pois, avaliar a possibilidade da assinatura destas lavas poder resultar de um processo de contaminação por parte dos traquitos, o que seria potenciado pelo facto da temperatura *solidus* das rochas traquíticas ser significativamente inferior à temperatura típica dos magmas basálticos.

No *spiderdiagram* da Fig. 7.19 confronta-se a composição das lavas enriquecidas em Ba associadas ao sistema vulcânico Fissural com as rochas traquíticas do Pico Alto. As fortes anomalias negativas em Ba, Sr, Ti e, em menor escala, K, permitem evidenciar a importância que a fraccionação de feldspato e óxidos de Fe e Ti terá desempenhado na formação deste tipo de magmas<sup>23</sup>. Quando comparado com as lavas máficas, o diferente comportamento manifestado pelo Ba, Th, Zr e Hf exclui a hipótese de contaminação, permitindo considerar as lavas associadas ao sistema Fissural como representativas da composição do líquido magmático que lhes deu origem. Acresce referir que, caso fosse considerada a hipótese de contaminação por parte da paragénese associada à formação dos magmas traquíticos por cristalização

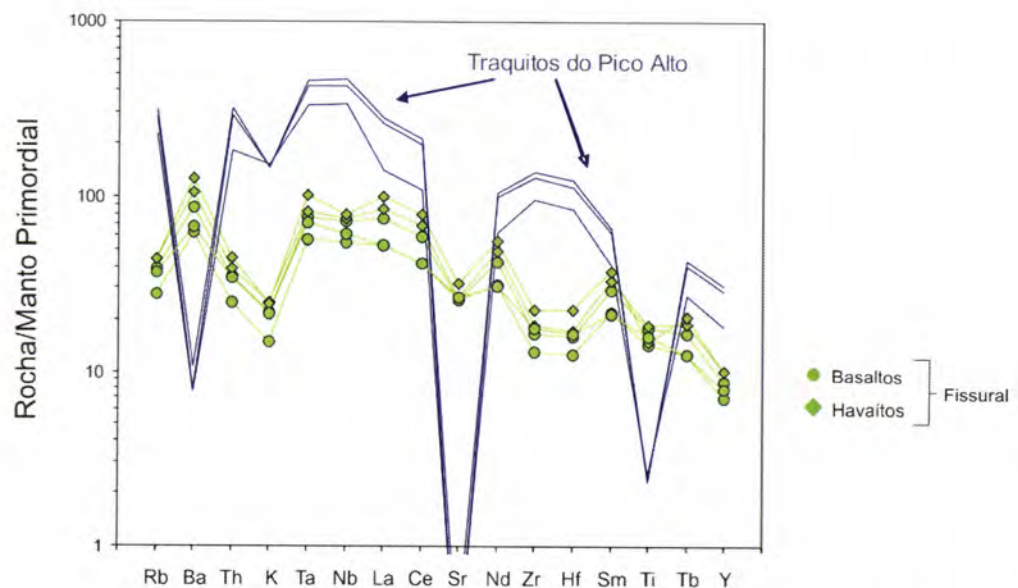
<sup>23</sup> Esta interpretação é também corroborada pelo modelo proposto por Mungall & Martin (1995) para a geração dos líquidos magmáticos de natureza traquítica.



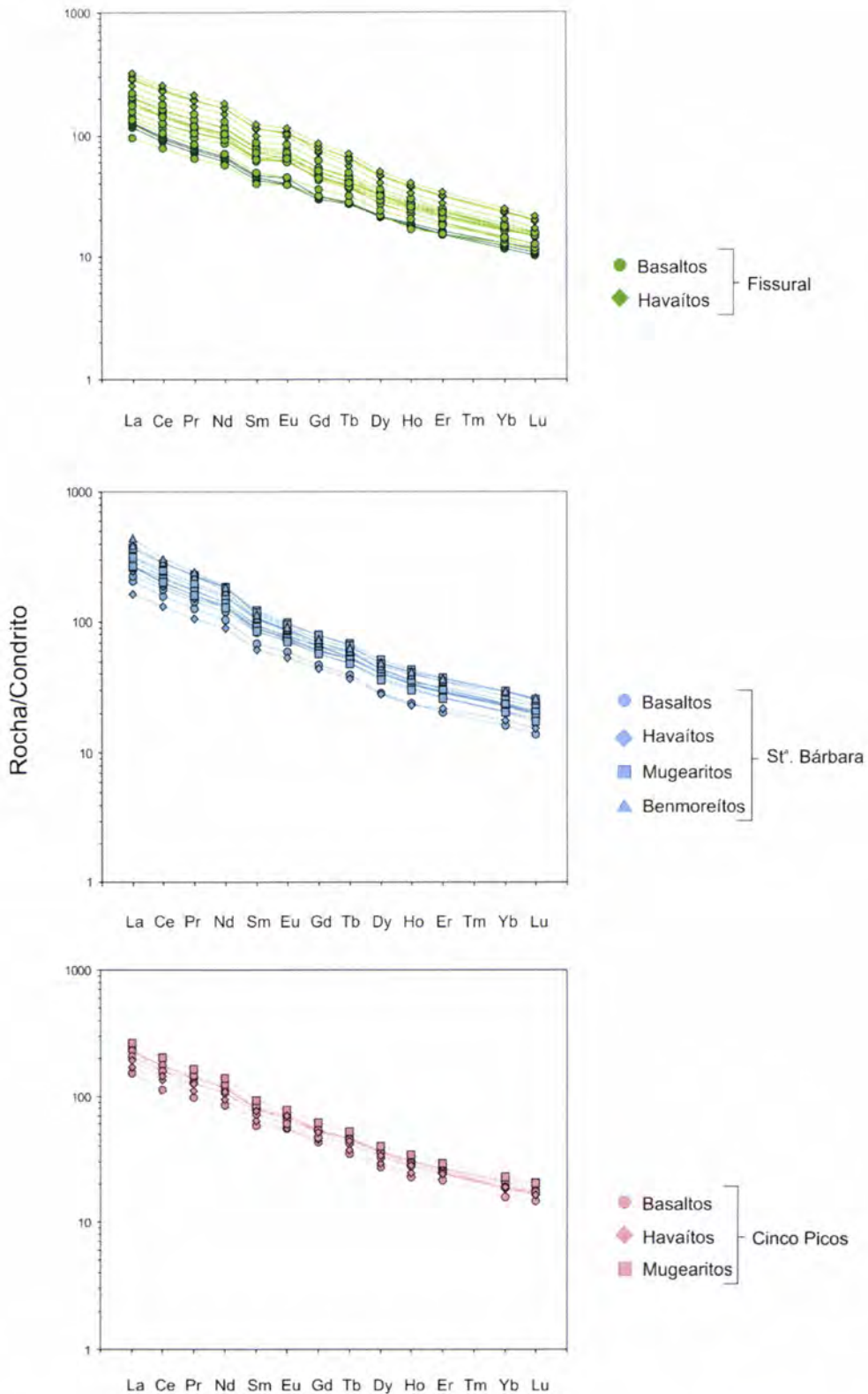
fraccionada (a qual terá sido adicionada, em profundidade, à crosta oceânica) seria de esperar, nas lavas máficas, um enriquecimento relativo em Sr e Ti ao contrário do que é observado.



**Fig. 7.18.** Fotografia área da zona envolvente do Algar do Carvão. A seta aponta para o cone vulcânico a partir do qual se deu a erupção da lava basáltica do mesmo nome (vide capítulo 4 e ponto 7.3.). É possível observar os inúmeros domos de lavas traquíticas que ocorrem na vizinhança deste centro eruptivo e, de um modo geral, da caldeira de Guilherme Moniz (fotografia da Força Aérea Portuguesa extraída de Forjaz et al. 2004)



**Fig. 7.19.** Projecção das lavas basálticas de idade recente provável extruídas na vizinhança da caldeira de Guilherme Moniz e de domos e lavas de natureza traquítica associadas ao sistema vulcânico do Pico Alto. A sobreposição dos diferentes *trends* permite confirmar a ausência de contaminação (por parte das lavas traquíticas) nas lavas máficas. Amostras projectadas para o sistema Fissural: PMT-27, PMT-59, PMT-88, PMT-98, PMT-101.



**Fig. 7.20.** Perfis de terras raras agrupados pelo conjunto de lavas associado a cada um dos sistemas vulcânicos: Cinco Picos, Fissural e Santa Bárbara. Os valores utilizados na normalização relativamente aos condritos foram retirados de Sun & McDonough (1995). As lavas primitivas associadas ao sistema vulcânico Fissural encontram-se representadas com uma cor verde mais escura.

---

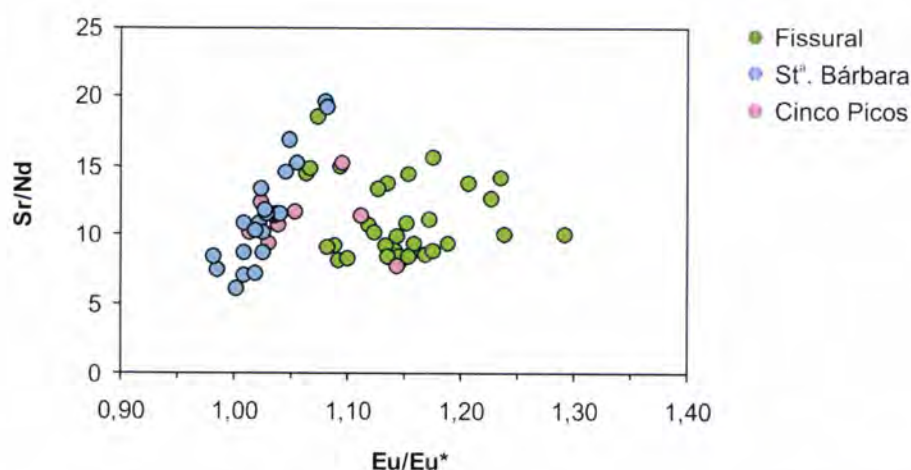
Na Fig. 7.20 encontra-se representado o padrão de Terras Raras (normalizado relativamente aos condritos) para os três sistemas vulcânicos que têm vindo a ser discutidos. Invariavelmente, as lavas estudadas apresentam um enriquecimento relativo em Terras Raras leves cerca de 10x superior ao verificado para as Terras Raras pesadas.

Relativamente às lavas associadas a Santa Bárbara, é notório a ausência de uma anomalia negativa em Eu, normalmente esperada em situações que envolvem a fraccionação de plagioclase. Este facto pode ser explicado pela existência de condições de fugacidade de oxigénio ( $fO_2$ ) relativamente elevadas que terão prevalecido durante a cristalização daquele tectossilicato. A importância da  $fO_2$  reside no controle que esta exerce na ocorrência do Eu sob a forma de iões  $Eu^{2+}$  ou  $Eu^{3+}$ . Ao contrário do primeiro, o qual apresenta um comportamento geoquímico muito similar ao Sr, o ião trivalente é incompatível com a plagioclase.

No que concerne ao Eu, importa ainda salientar a tendência manifestada pelas lavas associadas ao sistema Fissural para apresentarem uma anomalia positiva, manifestada inclusivamente pelas lavas mais primitivas. Este facto não pode ser justificado com base no argumento anterior, uma vez que a existência de elevadas condições de fugacidade de oxigénio anulam o desenvolvimento de anomalias em Eu (Drake & Weill, 1975 *in* Rollinson, 1993). Uma eventual acumulação de plagioclase poderia justificar o comportamento observado, mas tal hipótese não é suportada pelas observações petrográficas. De igual forma, e ao contrário do notado para o sistema vulcânico de Santa Bárbara, a ausência de uma correlação positiva entre o enriquecimento em Eu e a razão Sr/Nd permite excluir a intervenção da plagioclase neste processo (Fig. 7.21).

De acordo com Hanson (1980) uma anomalia positiva em Eu pode resultar da presença de algumas fases residuais na fonte mantélica (e.g. granada, clinopiroxena, hornblenda, apatite) ou, alternativamente, da fraccionação dessas mesmas fases minerais no decurso da evolução magmática. No entanto, a anomalia positiva de Eu que se observa para as lavas mais primitivas associadas ao sistema vulcânico Fissural sugere uma origem nos processos de fusão parcial da fonte mantélica (vide ponto 7.7.).





**Fig. 7.21.** Projecção da anomalia de Eu *versus* a razão Sr/Nd para as amostras da ilha Terceira. A ausência de acumulação de plagioclase para justificar a anomalia positiva de Eu nas lavas associadas aos sistemas vulcânicos Fissural e dos Cinco Picos é ilustrada pela ausência de correlação com a razão Sr/Nd. Relativamente ao sistema vulcânico de Santa Bárbara, a tendência para aquelas duas razões se correlacionarem positivamente aponta para a ocorrência de processos de acumulação de plagioclase de acordo com o defendido no ponto 7.1.

Concluindo, poder-se-á afirmar que a importância da cristalização fraccionada enquanto processo em grande parte responsável pelo espectro composicional das lavas da ilha Terceira, é confirmada pelo uso dos elementos traço. Com efeito, estes elementos permitiram corroborar as interpretações que resultaram da análise dos elementos maiores. Mais ainda, para as lavas mais evoluídas associadas ao sistema Fissural, os elementos traço sugerem que a sua formação pode ainda envolver (para além da clinopiroxena e olivina) a fraccionação de óxidos de Fe e Ti e de plagioclase. Acresce referir que as lavas associadas ao sistema vulcânico dos Cinco Picos revelam, do ponto de vista composicional, uma maior afinidade com a série definida pelo sistema Fissural, assunto a que se voltará adiante.

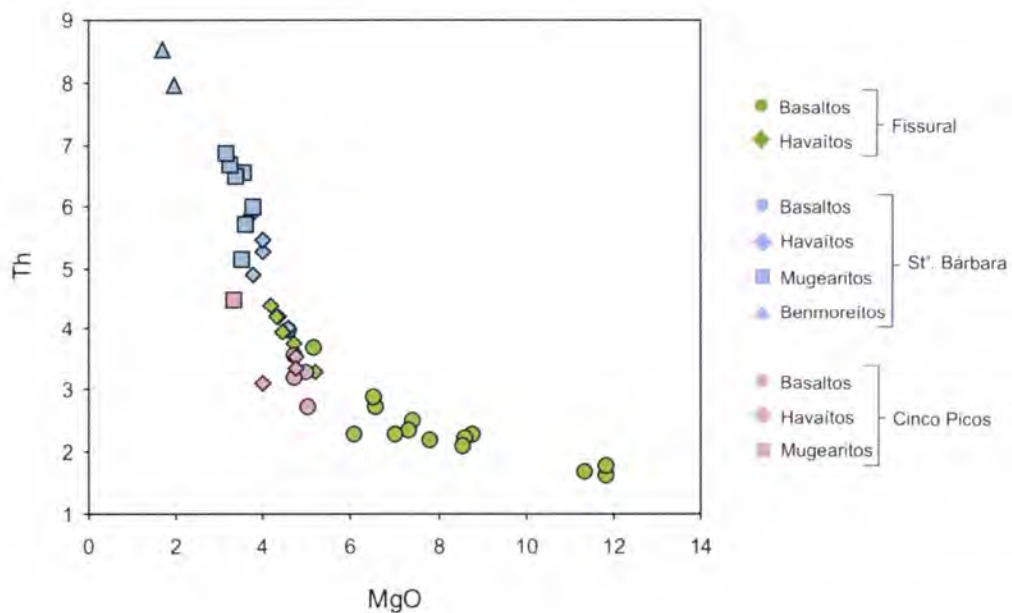
### 7.4.3. Análise quantitativa do processo de cristalização fraccionada

A percentagem de cristalização fraccionada necessária para gerar o espectro composicional descrito pelas lavas da ilha Terceira pode ser estimada com base na variação da concentração de elementos traço fortemente incompatíveis (vide equação 7.4). Com efeito, para um elemento incompatível cujo valor do coeficiente

de partição  $D$  possa ser considerado próximo de zero, a equação 7.4 permite calcular a fracção de líquido residual ( $F$ ) através da igualdade:

$$F = \frac{C'_0}{C'_L} \quad (7.6)$$

Como referido no ponto anterior, o Th apresenta um comportamento incompatível com as fases minerais envolvidas no processo de fraccionamento associado às séries magmáticas dos sistemas vulcânicos Fissural e de Santa Bárbara. De resto, o carácter incompatível do Th é bem expresso pelo aumento exponencial da sua concentração no sentido da evolução magmática, ou seja, com o decréscimo em MgO (Fig. 7.22).



**Fig. 7.22.** Variação da concentração de Th (ppm) em função do MgO (%). O aumento da concentração de Th com o decréscimo da concentração de MgO comprova o comportamento incompatível assumido pelo Th no decurso da evolução magmática.

Considerando o Th como um elemento de grau de incompatibilidade próximo de zero, é possível determinar a percentagem de líquido residual para os sistemas vulcânicos Fissural e de Santa Bárbara (equação 7.6), obtendo-se valores de 41 e 47% respectivamente. A percentagem de cristalização fraccionada para aqueles dois sistemas vulcânicos é, assim, igual a 59 e 53%, sendo estes valores próximos dos valores estimados anteriormente a partir da Fig. 7.12. O coeficiente de distribuição



global  $D$  para qualquer elemento traço  $i$  pode então ser calculado a partir da equação 7.3 apresentada anteriormente, de acordo com a expressão:

$$D = \frac{\left(1 + \text{Log} \frac{C_L^i}{C_L^0}\right)}{\text{Log } F} \quad (7.7)$$

Num processo de cristalização fraccionada, o coeficiente de distribuição global  $D$  relativo a um elemento traço  $i$  encontra-se também relacionado com a proporção das fases minerais a fraccionar através de uma equação do tipo:

$$D = D_i^{\text{min } 1 / \text{liq}} x_{\text{min } 1} + D_i^{\text{min } 2 / \text{liq}} x_{\text{min } 2} + \dots + D_i^{\text{min } n / \text{liq}} x_{\text{min } n} \quad (7.8)$$

A proporção de cada uma das fases minerais ( $x_{\text{min } 1}, x_{\text{min } 2}, \dots, x_{\text{min } n}$ ) pode ser calculada através de um sistema de  $n$  equações, cuja resolução depende, contudo, do conhecimento dos coeficientes de partição dos elementos escolhidos para o efeito (Allègre et al., 1977). De acordo com os mesmos autores, o erro inerente a esta metodologia pode ser reduzido se forem utilizados os elementos mais compatíveis com as fases minerais envolvidas no processo de cristalização fraccionada.

Para os sistemas vulcânicos Fissural e de Santa Bárbara, a análise dos elementos maiores e em traço permitiu associar a evolução magmática à fraccionação de uma paragénese maioritariamente constituída por clinopiroxena e olivina no primeiro caso, e por clinopiroxena e plagioclase no caso de Santa Bárbara. Não obstante, a fraccionação de óxidos de Fe e Ti (fundamentalmente titanomagnetite) encontra-se também expressa no conjunto das lavas associadas a este último sistema vulcânico, podendo ainda estar relacionada com a formação das lavas mais evoluídas associadas ao sistema Fissural. Considerando que os elementos compatíveis que melhor reflectem a fraccionação de olivina, clinopiroxena, plagioclase e magnetite correspondem ao Ni, Sc, Sr e V respectivamente, é possível considerar a seguinte equação matricial para cada um daqueles sistemas vulcânicos:



$$\begin{bmatrix} D_{Ni} \\ D_{Sc} \\ D_{Sr} \\ D_V \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} D_{Ni}^{oliv} & D_{Ni}^{clpx} & D_{Ni}^{plag} & D_{Ni}^{mag} \\ D_{Sc}^{oliv} & \dots & & \\ D_{Sr}^{oliv} & \dots & & \\ D_V^{oliv} & \dots & & \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} x_{oliv} \\ x_{clpx} \\ x_{plag} \\ x_{mag} \end{bmatrix} \quad (7.9)$$

Substituindo os coeficientes de distribuição global relativos ao Ni, Sc, Sr e V, pelos valores determinados através da equação 7.7 e considerando os coeficientes de partição apresentados na tabela da Fig. 7.16, obtém-se:

#### Fissural

$$\begin{bmatrix} 7.29 \\ 1.67 \\ 0.46 \\ 1.06 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 12.2 & 4.4 & 0.06 & 31 \\ 0.17 & 3.3 & 0.1 & 5.76 \\ 0.0 & 0.4 & 2.94 & 0.0 \\ 0.09 & 3.1 & 0.1 & 26 \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} x_{oliv} \\ x_{clpx} \\ x_{plag} \\ x_{mag} \end{bmatrix}$$

#### Santa Bárbara

$$\begin{bmatrix} 5.46 \\ 2.13 \\ 1.42 \\ 3.59 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 12.2 & 4.4 & 0.06 & 31 \\ 0.17 & 3.3 & 0.1 & 5.76 \\ 0.0 & 0.4 & 2.94 & 0.0 \\ 0.09 & 3.1 & 0.1 & 26 \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} x_{oliv} \\ x_{clpx} \\ x_{plag} \\ x_{mag} \end{bmatrix}$$

As proporções de olivina, clinopiroxena, plagioclase e (titano)magnetite envolvidas na cristalização fraccionada podem ser calculadas através da inversão daquelas matrizes, encontrando-se os resultados expostos na tabela 7.3.

Sistema vulcânico	Olivina	Clinopiroxena	Plagioclase	Magnetite	Total
Fissural	0.47	0.52	0.09	-0.02	1.08
Santa Bárbara	0.07	0.49	0.42	0.08	1.06

**Tabela 7.3.** Estimativa das proporções de olivina, clinopiroxena, plagioclase e magnetite envolvidas no processo de cristalização fraccionada interpretado a partir da composição das lavas associadas aos sistemas vulcânicos Fissural e de Santa Bárbara.

Importa notar que apesar dos coeficientes de partição variarem com a composição do líquido magmático, bem como com a composição das fases minerais a cristalizar,

tal variação não se encontra incluída nos cálculos realizados. Assim, não obstante o somatório das proporções ser ligeiramente superior a 1, considera-se que os totais obtidos sugerem uma boa aproximação ao processo de cristalização fraccionada. De resto, os resultados evidenciam a importância que a clinopiroxena assume neste processo, em conformidade com o que havia sido já referido com base nos elementos maiores (vide Fig. 7.12 e Tabela 7.2).

Para terminar, importa ainda referir que, de acordo com Mungall (1993) e Mungall & Martin (1995), as lavas traquíticas s.l. da ilha Terceira têm origem nos processos de evolução magmática por cristalização fraccionada dos magmas de composição basáltica. Relativamente aos sistemas vulcânicos dos Cinco Picos e de Guilherme Moniz (não amostrado no presente trabalho pelas razões expostas no capítulo 5) a cartografia disponível e as observações de campo efectuadas sugerem que as lavas traquíticas são menos abundantes do que os seus congéneres basálticos como seria de esperar, aliás, de um processo de cristalização fraccionada. Uma maior proporção de lavas traquíticas observa-se nos sistemas actuais – Santa Bárbara e Pico Alto – cujo volume foi estimado por Self (1976) como sendo cerca de dez vezes superior ao volume das lavas básicas extruídas ao longo dos últimos 23 000 anos. Assim, é possível que a história recente da ilha Terceira esteja relacionada com a existência de uma importante proporção de magma basáltico adicionado à crosta oceânica por processos intrusivos.

## 7.5. Características da fonte mantélica

Do ponto de vista elementar, as lavas da ilha Terceira apresentam, à semelhança das restantes ilhas Açorianas, características que as permitem distinguir das lavas extruídas ao longo da crista média Atlântica. Relativamente aos elementos maiores refira-se, em particular, a concentração em  $\text{TiO}_2$  e  $\text{P}_2\text{O}_5$  obtida para as lavas mais primitivas<sup>24</sup> (2.3-3 e 0.35-0.86 % respectivamente), a qual é típica dos basaltos que constituem as ilhas oceânicas e significativamente maior do que as concentrações normalmente obtidas para os basaltos do tipo MORB ( $\text{TiO}_2$ : 1.19-1.77 %,  $\text{P}_2\text{O}_5$ : 0.10-0.16 %; Basaltic Volcanism Study Project, 1981; Sridhar & Ray, 2003). As mesmas

<sup>24</sup> As lavas mais primitivas são aqui consideradas como aquelas que apresentam concentrações de MgO próximas ou superiores a 8 % ( $\text{Mg}\# \geq 61$ ). Do conjunto das amostras analisadas no presente trabalho, apenas algumas das lavas associadas ao sistema vulcânico Fissural cumprem este critério, razão pela qual a elas se restringe esta discussão.



---

amostras apresentam razões  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  num intervalo entre 2.8-4.3 semelhante aos valores reportados para outras ilhas Atlânticas, nomeadamente Madeira, Santa Helena, Cabo Verde e Canárias (Wilson, 1989; Mata, 1996). Razões similares são também encontradas para a generalidade das ilhas Açorianas à excepção da ilha de S. Miguel. Com efeito, esta última é caracterizada por razões  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  significativamente mais baixas (1.3-1.9; e.g. Widom et al., 1997) em conformidade com o carácter “potássico” que lhe tem sido atribuído por diversos autores (e.g. Schmincke & Weibel, 1972; Schmincke, 1973; Flower et al., 1976; Widom et al., 1997).

No que concerne aos elementos traço, uma das principais características das lavas mais primitivas da ilha Terceira prende-se com o enriquecimento em elementos incompatíveis quando comparado com as concentrações atribuídas ao manto primordial e aos condritos (vide Figs. 7.17 e 7.20). Tais assinaturas são comuns nos basaltos que constituem as ilhas oceânicas, sendo normalmente interpretadas como resultado da fusão parcial de uma fonte mantélica enriquecida. Em particular, o perfil significativamente fraccionado  $[(\text{La}/\text{Yb})_n = 7.4-11.3]$  definido pelo conjunto das terras raras é frequentemente aliado à ocorrência de pequenas percentagens de fusão parcial (considerada pela generalidade dos autores como  $<15\%$ ) a profundidades superiores a 80 km e em equilíbrio com a granada (e.g. Wilson, 1989). Tal interpretação resulta do facto da granada possuir coeficientes de partição muito distintos para as terras raras, apresentando os lantanídeos de maior massa atómica um comportamento compatível em oposição ao verificado para as terras raras leves ( $D_{\text{La}}^{\text{gran}} \sim 0.01$ ,  $D_{\text{Yb}}^{\text{gran}} \sim 4.03$ ,  $D_{\text{Lu}}^{\text{gran}} \sim 5.5$ , de acordo com McKenzie & O’Nions, 1991)<sup>25</sup>.

Relativamente à ilha Terceira, a presença de granada na fonte mantélica, para além de ser também sugerida pelas baixas concentrações de terras raras pesadas nas lavas mais primitivas (Yb: 1.87-2.67; Lu: 0.25-0.37) quando comparadas com os valores médios dos MORB-N (3.05 e 2.37 respectivamente, Sun & McDonough, 1989), permite ainda justificar a anomalia positiva que se observa relativamente ao Eu (vide ponto 7.4.2.). De resto, a existência de granada como fase residual é

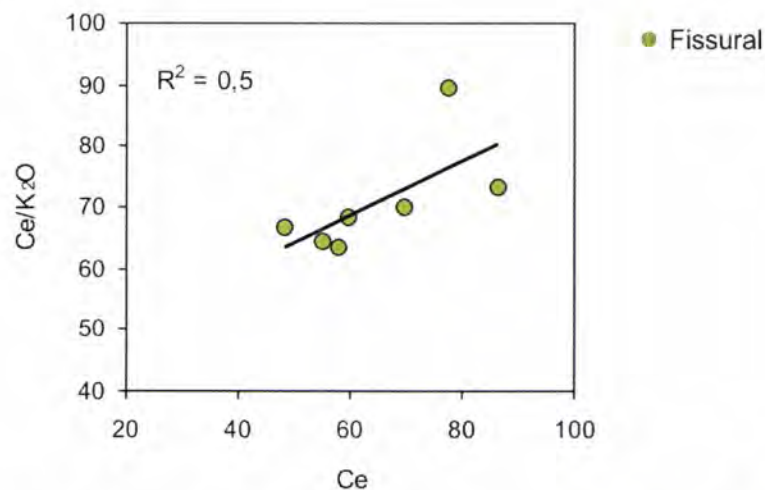
---

<sup>25</sup> Refira-se, contudo, que alguns autores (e.g. Blundy et al., 1998) consideram que o mesmo perfil de terras raras pode ser obtido com pequenos graus de fusão parcial (1 a 5%) de clinopiroxena na zona de estabilidade da espinela (situado tipicamente entre os 30 e os 75 km de profundidade; e.g. Ellam, 1992).



suportada pelos excessos de  $^{230}\text{Th}$  relativamente ao  $^{238}\text{U}$  (entre os 15 e os 26%) determinados por Turner et al. (1997) para basaltos da ilha Terceira. De facto, se considerados os coeficientes de partição  $D_{\text{Th}}^{\text{min/liq}}$  e  $D_{\text{U}}^{\text{min/liq}}$ , é possível atribuir à granada um papel determinante na fraccionação daqueles dois elementos nos líquidos magmáticos primários ( $D_{\text{Th}}^{\text{gran/liq}} = 0.0014$  e  $D_{\text{U}}^{\text{gran/liq}} = 0.0059$ ; Hauri et al., 1994).

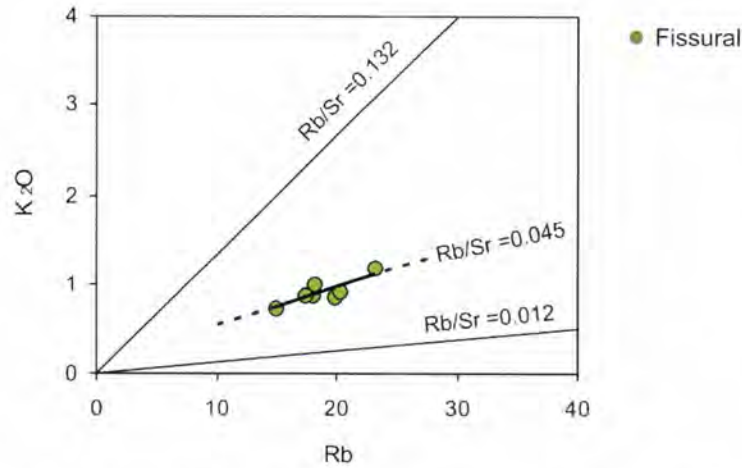
A formação de magmas a partir de pequenas percentagens de fusão parcial pode também associar o empobrecimento relativo de K, Sr, Zr e Hf, observável nas lavas mais primitivas (Fig. 7.17), à permanência de fases residuais que retenham preferencialmente estes elementos. De acordo com Davies et al. (1989), um empobrecimento relativo em K, Rb, Sr, Zr e Hf (mas não em Ba) pode ser explicado com a presença de anfíbola (richterite potássica) na fonte mantélica. A presença de uma fase residual rica em K é também sugerida pela tendência manifestada pela razão  $\text{Ce}/\text{K}_2\text{O}$  para aumentar com o aumento da concentração em Ce (Fig. 7.23). De facto, na ausência de uma fase rica em K a razão entre aqueles dois elementos incompatíveis decresce com o aumento em Ce, uma vez que o coeficiente de partição  $D_{\text{K}}$  é menor do que o  $D_{\text{Ce}}$  para uma paragénese lherzólítica anidra (Francis, 1995; Francis & Ludden, 1995).



**Fig. 7.23.** Variação da razão  $\text{Ce}/\text{K}_2\text{O}$  em função da concentração de Ce (ppm). A fraca correlação obtida resulta da projecção de um dos pontos bem acima do *trend* definido pelas restantes amostras. Estas últimas revelam uma tendência daquelas duas variáveis para se correlacionarem positivamente.

A hipótese da fase residual rica em K ser representada por anfíbola em detrimento de flogopite é sugerida pelas baixas razões  $\text{K}_2\text{O}/\text{Rb}$  exibidas pelas mesmas lavas

(0.04-0.05), as quais definem um *trend* próximo do obtido por Greenough (1988) para magmas gerados a partir de uma fonte com anfíbola (Fig. 7.24).



**Fig. 7.24.** Projecção das lavas mais primitivas da ilha Terceira no diagrama Rb (ppm) *versus* K<sub>2</sub>O (%). As linhas representadas traduzem os valores constantes da razão K<sub>2</sub>O/Rb que limitam os dados obtidos por Greenough (1988) para magmas gerados a partir de uma fonte com flogopite (Rb/Sr = 0.132) e anfíbola (Rb/Sr = 0.012).

### 7.5.1. Estimativa da percentagem de fusão parcial

Para as lavas consideradas representativas de líquidos primários é possível estimar a quantidade de fusão parcial envolvida na sua génese. Como referido no ponto 7.4., uma assinatura primária é apenas reconhecida nas lavas de Porto Martins e Porto Judeu de acordo com os critérios definidos por Frey et al. (1978) (MgO > 10 %, Mg# > 68, Ni > 250 ppm). No entanto, a evolução magmática associada a lavas basálticas com concentrações de MgO até 8% é frequentemente considerada, nos casos de evidência textural para que a olivina seja a fase *liquidus*, como resultado de percentagens relativamente baixas de fraccionação desse silicato (Putirka, 1999; Robinson et al., 2001). Assim, para estas últimas, a composição expressa pela análise de rocha total pode ser facilmente corrigida através da inversão do processo de cristalização fraccionada de forma a obter a assinatura do líquido magmático inicial. Como se deduz do ponto anterior, esta correcção é aplicável apenas a lavas associadas ao sistema vulcânico Fissural.

A inversão do processo de cristalização fraccionada (através da adição de olivina) foi realizada recorrendo ao programa Petrolog v. 2.1 (Danyushevsky, 2000). As concentrações elementares foram recalculadas para composições em equilíbrio com



olivina com 90 %Fo uma vez que, para além da olivina em equilíbrio com líquidos primários ser frequentemente considerada no intervalo entre 90 e 92 %Fo (e.g. Albarède, 1992; Fram & Lesher, 1997), aquela composição corresponde à obtida num fenocristal em equilíbrio com a composição da amostra PMT-8 interpretada como representativa de um magma primário (MgO = 11.81 %; Ni = 283 ppm; Mg# = 72.3). Os resultados obtidos encontram-se expostos na tabela 7.4.

Sistema vulcânico	Amostra	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	% Fracc. oliv
Fissural	PMT-8	47.32	2.42	13.05	1.56	8.14	0.16	12.37	11.30	2.44	0.86	0.37	1.49
	PMT-14	47.42	2.27	13.66	1.52	7.94	0.16	12.08	10.94	2.79	0.84	0.36	0.68
	PMT-15	47.47	2.33	13.65	1.52	8.03	0.16	12.20	10.73	2.65	0.89	0.39	2.27
	PMT-Serr-2	47.60	2.40	13.33	1.57	8.73	0.13	13.23	9.30	2.76	0.64	0.31	11.33
	PMT-51	46.42	2.63	12.00	1.75	9.48	0.15	14.32	9.02	2.64	0.85	0.73	14.67
	PMT-101	46.69	2.64	12.19	1.71	9.33	0.15	14.09	9.08	2.65	0.75	0.71	14.17
	PMT13	47.36	2.39	12.66	1.66	9.07	0.15	13.72	8.55	2.87	1.00	0.57	14.91

**Tabela 7.4.** Concentrações elementares (%) corrigidas para a fraccionação de olivina, traduzindo composições de magmas primários em equilíbrio com olivina com 90 %Fo.

A variação da concentração dos elementos menores ao longo de um processo de fusão parcial do manto pode ser descrito através da equação de Shaw (1970):

$$\frac{C_L^i}{C_0^i} = \frac{1}{D + F(1 - D)} \quad (7.10)$$

correspondendo  $C_L^i$  à concentração do elemento  $i$  no líquido magmático,  $C_0^i$  à concentração do elemento  $i$  no sólido inicial,  $F$  à percentagem de fusão parcial e  $D$  ao coeficiente de distribuição global do elemento  $i$  entre o sólido residual e o líquido magmático ( $D = D_i^{min1/liq}X_{min1} + D_i^{min2/liq}X_{min2} + \dots + D_i^{min n/liq}X_{min n}$ ).

Refira-se que esta expressão traduz o processo de fusão parcial em que o líquido permanece em equilíbrio com o resíduo até que ocorra a sua extracção<sup>26</sup>. Considera-

<sup>26</sup> Este processo de fusão em equilíbrio é designado como fusão parcial modal (*modal batch melting*). A fusão parcial do manto pode também ser descrita por um modelo de fusão fraccionada (*fractional melting*) em que o líquido magmático é continuamente extraído da fonte mantélica. No entanto, alguns autores (e.g. Cebriá & Ruiz, 1996) consideram provável a mistura subsequente das várias fracções de magma resultando, no final, um líquido virtualmente igual ao produzido por um único episódio de fusão parcial em equilíbrio.



se, assim, que as fases sólidas que eventualmente possam ter sido consumidas durante o processo de fusão parcial não influenciam de forma significativa a concentração dos elementos no líquido magmático (uma vez que o cálculo de  $D$  depende apenas das proporções das fases que constituem o sólido residual). No entanto, se a proporção das fases minerais que contribuem para o líquido for diferente da sua proporção no sólido inicial, a equação anterior toma a forma:

$$\frac{C'_L}{C'_0} = \frac{1}{D_0 + F(1-P)} \quad (7.11)$$

em que  $D_0$  corresponde ao coeficiente de distribuição global relativamente ao sólido inicial e  $P$  ao coeficiente de partição determinado para os minerais que participam episódio de fusão parcial.

A partir da equação 7.10, Treuil & Joron (1975) e Minster & Allègre (1978) demonstraram que a razão entre as concentrações de dois elementos  $i$  e  $j$  é igual a:

$$\frac{C'_L}{C'_L} = \frac{D^j - D^i \left( \frac{1-D^j}{1-D^i} \right)}{C'_0} C'_i + \frac{C'_0}{C'_0} \frac{1-D^j}{1-D^i} \quad (7.12)$$

Esta expressão descreve a equação de uma recta num gráfico binário do tipo  $C'_L/C'_L$ , em que o declive ( $A^j$ ) e a ordenada na origem ( $B^j$ ) são dados por:

$$A^j = \frac{D^j - D^i \left( \frac{1-D^j}{1-D^i} \right)}{C'_0} \quad (7.13)$$

$$B^j = \frac{C'_0}{C'_0} \frac{1-D^j}{1-D^i} \quad (7.14)$$

Quando  $D^j \gg D^i$  ( $D^i \sim 0$ ), é possível escrever aquelas equações da seguinte forma simplificada:

$$A^j = \frac{D^j}{C_0^j} \quad (7.15)$$

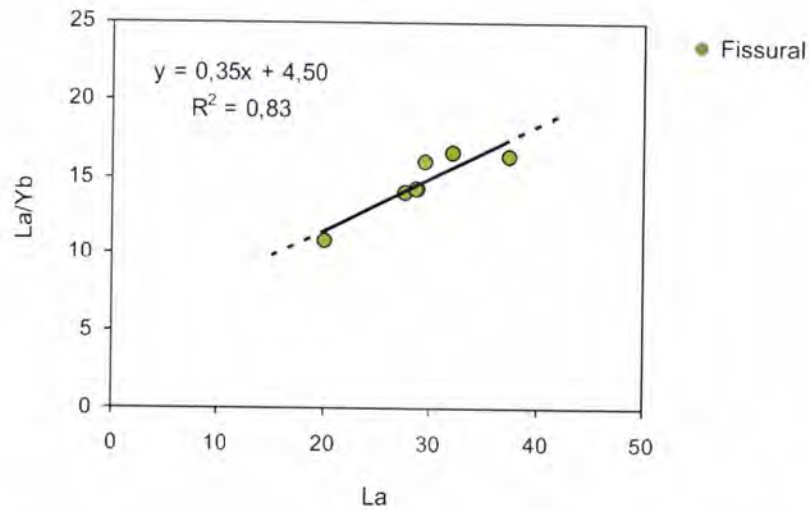
$$B^j = \frac{C_0^j}{C_0^j} (1 - D^j) \quad (7.16)$$

A equação 7.15 permite calcular o valor do coeficiente de distribuição global para o elemento  $j$  independentemente do conhecimento sobre a proporção das diferentes fases que constituem a paragénese residual, desde que seja assumido um valor que traduza a sua concentração inicial na fonte mantélica. Relativamente ao Yb e dada a compatibilidade com a granada, é normalmente considerado que a sua concentração no manto é relativamente pouco variável e situada no intervalo definido entre 2 a 4 vezes os valores condriticos (e.g. Frey, 1984; McDonough & Frey, 1989).

Na Fig. 7.25 encontra-se projectada a variação da razão La/Yb em função da concentração de La nas lavas primárias associadas ao sistema vulcânico Fissural (obtida a partir da correcção resultante da inversão do processo de cristalização fraccionada descrito anteriormente). O La é considerado um elemento fortemente incompatível com as fases mantélicas, pelo que a sua concentração em líquidos primários provenientes de uma fonte homogénea é correlacionável com a percentagem de fusão parcial.

Admitindo um valor de 0.483 (3x o valor condritico, McDonough & Sun, 1995) para a concentração de Yb no manto e introduzindo na equação 7.15 o declive da recta de correlação obtida no diagrama da Fig. 7.25, obtém-se um valor para o coeficiente de distribuição global  $D_{Yb}$  igual a 0.1684.

A determinação de  $D_{Yb}$  possibilita o cálculo da percentagem de fusão parcial através da resolução da equação 7.10 em ordem a  $F$ , ou seja:



**Fig 7.25.** Projecção da composição dos líquidos primários (obtidos a partir da correcção resultante da inversão do processo de fraccionação de olivina) num diagrama La (ppm) versus La/Yb.

$$F = \frac{\left( \frac{C'_0}{C'_L} \right) - D}{(1 - D)} \quad (7.17)$$

Os valores obtidos a partir das composições primárias anteriormente calculadas para o sistema vulcânico Fissural (Tabela 7.5) situam-se entre os normalmente considerados para a geração dos basaltos das ilhas oceânicas e entre os valores propostos por White et al. (1979) para as lavas das ilhas Açorianas (6-13%)

Sistema Vulcânico	Amostra	La (ppm)	% Fusão parcial
Fissural	PMT-8	29.53	11.28
	PMT-14	27.63	9.26
	PMT-15	28.75	8.62
	PMT-Serr-2	<b>20.04</b>	<b>11.39</b>
	PMT-51	28.57	8.67
	PMT-101	32.02	9.95
	PMT-13	<b>37.34</b>	<b>5.32</b>

**Tabela 7.5.** Percentagens de fusão parcial calculadas para o sistema vulcânico Fissural. De acordo com o teoricamente expectável, a máxima concentração em La corresponde à amostra associada à menor percentagem de fusão parcial e vice-versa.

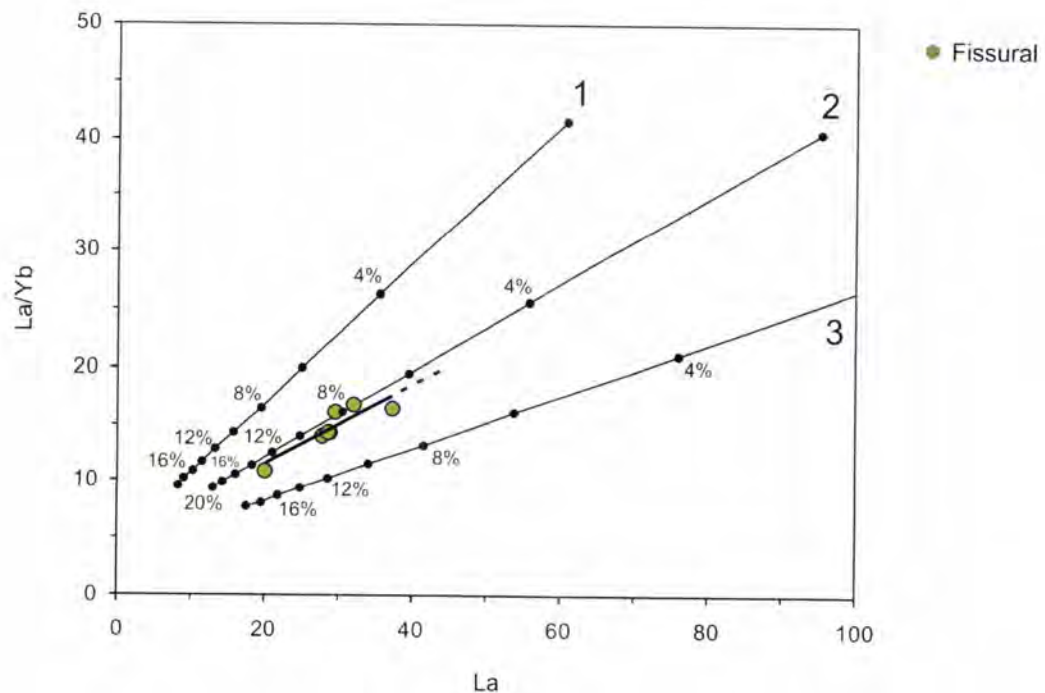


Na Fig. 7.26 a variação da razão La/Yb em função da concentração de La é testada com base em diferentes modelos de fusão parcial modal em equilíbrio (*modal batch melting*), considerando três concentrações distintas de La e Yb para o manto e uma paragénese residual composta por 60% de olivina, 25% de ortopiroxena, 10.5% de clinopiroxena, 3.5% de granada e 1% de anfíbola (richterite potássica). As concentrações de La na fonte correspondem às consideradas por Clague & Frey (1982) como possíveis para caracterizar o manto subjacente à ilha Havaiana de Oahu. Os valores de Yb utilizados correspondem a 0.3, 0.483 e 0.8 ppm (modelos 1, 2 e 3 respectivamente), correspondendo o valor intermédio à concentração assumida anteriormente para a fonte mantélica das lavas da ilha Terceira. Os coeficientes de partição  $D^{oliv/liq}$ ,  $D^{opx/liq}$ ,  $D^{clpx/liq}$ ,  $D^{gran/liq}$ ,  $D^{ant/liq}$  para o La e Yb foram retirados de McKenzie & O'Nions (1991) e encontram-se expostos na tabela 7.6. Estes valores permitiram calcular o coeficiente de distribuição global  $D_{Yb}$  para a referida composição mantélica, tendo-se obtido um valor igual a 0.1895 relativamente próximo daquele calculado através da equação 7.15 (0.1684).

Mineral	$D_{La}^{min/liq}$	$D_{Yb}^{min/liq}$
Olivina	0.0004	0.0015
Ortopiroxena	0.002	0.049
Clinopiroxena	0.054	0.28
Granada	0.01	4.03
Anfíbola	0.17	0.59

**Tabela 7.6.** Valores dos coeficientes de partição  $D_{La}^{min/liq}$  e  $D_{Yb}^{min/liq}$  utilizados nos modelos de fusão parcial (McKenzie & O'Nions, 1991).

Dos três modelos apresentados destaca-se o modelo 2, para o qual se obtém uma linha próxima da recta de correlação obtida para lavas primitivas associadas ao sistema vulcânico Fissural. Importa ainda notar que as amostras situadas nos extremos encontram-se limitadas pelos intervalos correspondentes a percentagens de fusão parcial de 6 e 14% em conformidade com as percentagens obtidas a partir da equação 7.17.



**Fig. 7.26.** Modelos de fusão parcial modal em equilíbrio (*batch melting*) elaborados a partir de diferentes concentrações de La e Yb assumidas para um manto inicial constituído por 60% de olivina, 25% de ortopiroxena, 10.5% de clinopiroxena, 3.5% de granada e 1% de anfíbola (richterite potássica). Modelo 1: La – 1.70, Yb – 0.3; modelo 2: La – 2.67, Yb – 0.483; modelo 3: La - 3.64, Yb – 0.80). Os pontos sobre cada uma das linhas representam intervalos de 2% na percentagem de fusão parcial.

### 7.5.2. Heterogeneidade da fonte mantélica

A avaliação sobre o carácter homogéneo ou heterogéneo da fonte mantélica que alimenta o magmatismo da ilha Terceira é dificultada pelo grau de evolução magmática patenteado pela maioria das lavas estudadas. Não obstante, e como referido anteriormente (vide ponto 7.4.2.), as razões entre elementos fortemente incompatíveis tendem a permanecer inalteradas no decurso da cristalização fraccionada, a qual foi interpretada como principal responsável pela variabilidade composicional associada a cada sistema vulcânico. De facto, quando considerados estes elementos, as equações 7.3 e 7.10 que descrevem, respectivamente, os processos de cristalização fraccionada e de fusão parcial<sup>27</sup> adquirem a forma simplificada já expressa anteriormente (equação 7.4):

<sup>27</sup> Para percentagens de fusão parcial inferiores a 1%, é possível que ocorra fraccionamento entre elementos fortemente incompatíveis (McKenzie, 1984, 1985). No entanto, as percentagens de fusão parcial estimadas para os líquidos primários associados ao sistema vulcânico Fissural permitem excluir tal hipótese para os magmas da ilha Terceira.



$$C_L^i = \frac{C_0^i}{F}$$

pelo que as razões entre dois elementos incompatíveis obtidas a partir das concentrações presentes nas lavas traduzem, de uma forma geral, as razões daqueles elementos na fonte mantélica, ou seja (equação 7.5):

$$\frac{C_L^i}{C_L^j} = \frac{C_0^i}{C_0^j}$$

Assim, é possível avaliar o carácter homogéneo ou heterogéneo da fonte mantélica que alimenta os vários sistemas vulcânicos que têm vindo a ser considerados ao longo do presente trabalho, não obstante a raridade de rochas de composição primária.

A expressão anterior pode também ser escrita em função da concentração no líquido magmático de um daqueles elementos:

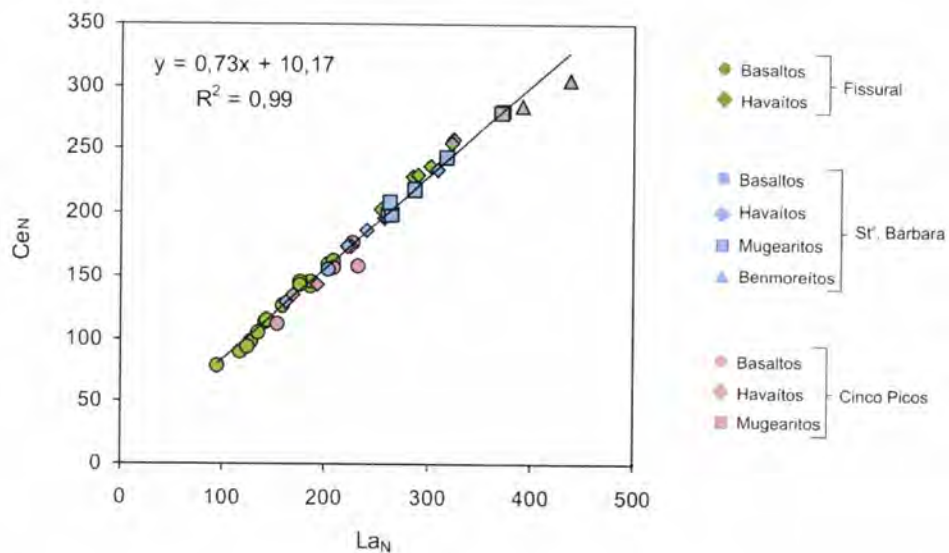
$$C_L^i = \frac{C_0^i}{C_0^j} C_L^j \quad (7.18)$$

Em diagramas binários *i vs. j* esta relação traduz a equação de uma recta que passa pela origem. Nesta circunstância, a existência de um elevado coeficiente de correlação entre *i* e *j* testemunha a homogeneidade na distribuição daqueles elementos e o pendore da recta traduz o valor da sua razão na fonte (Joron et al., 1978).

O diagrama da Fig. 7.27 permite reconhecer uma boa correlação entre as concentrações de La e Ce obtidas nas lavas associadas aos três sistemas vulcânicos. A recta que correlaciona o conjunto das amostras projectadas passa junto à origem, comprovando a homogeneidade da fonte mantélica relativamente à razão La/Ce. Esta última apresenta um valor superior a 1, de acordo com o descrito para a generalidade dos basaltos das ilhas oceânicas (e.g. Basaltic Volcanism Study Project, 1981).



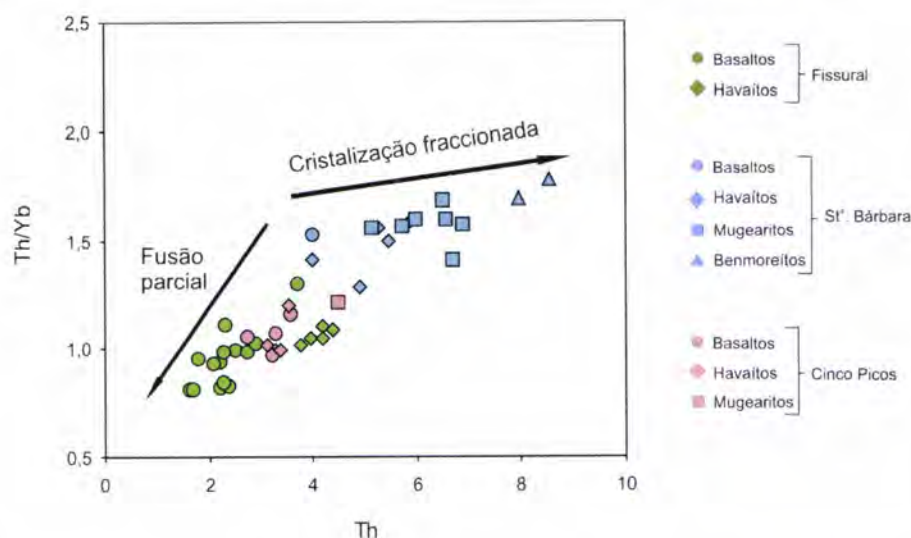
Importa salientar, contudo, a existência de uma sobreposição entre litótipos com graus de evolução distintos associados a diferentes sistemas vulcânicos, em particular ao sistema Fissural e de Santa Bárbara. Este facto aponta, à semelhança do que tinha sido já sugerido com base na análise dos elementos maiores (vide ponto 7.4.1.), para que o espectro composicional observado para a ilha Terceira não dependa unicamente da actuação de processos de cristalização fraccionada. Com efeito, tal sobreposição pode ser melhor explicada através da ocorrência de diferentes percentagens de fusão parcial a partir de uma fonte mantélica homogénea ou, alternativamente, considerando a existência de heterogeneidades na fonte relativamente à concentração daqueles elementos (apesar da homogeneidade observada para a razão La/Ce).



**Fig. 7.27.** Projecção das concentrações La *versus* Ce (normalizadas relativamente aos condritos) obtidas para as lavas associadas aos diferentes sistemas vulcânicos: Cinco Picos, Fissural e Santa Bárbara. A excelente correlação encontrada permite considerar a existência de homogeneidade na fonte mantélica no que diz respeito à razão La/Ce.

A possível existência de diferentes percentagens de fusão parcial para gerar os líquidos magmáticos associados aos sistemas vulcânicos Fissural e de Santa Bárbara, é sugerida pela diferente posição que cada uma daquelas séries magmáticas ocupa no diagrama da Fig. 7.28. Com efeito, para uma fonte mantélica com granada, o Th apresenta um comportamento bem mais incompatível do que o Yb, pelo que a concentração em Th, bem como a razão Th/Yb, são tanto mais elevadas quanto menor for o grau de fusão parcial. Já considerando as fases minerais que intervieram no processo de cristalização fraccionada interpretado para os sistemas de Santa Bárbara e Fissural (vide pontos 7.4.1., 7.4.2. e 7.4.3.) é de

esperar, dado o comportamento altamente incompatível dos 2 elementos que o valor da razão Th/Yb não se altere de forma significativa. Assim, e de acordo com a Fig. 7.28, a geração de líquidos magmáticos associados ao sistema vulcânico de Santa Bárbara poderia estar relacionada com menores percentagens de fusão parcial.



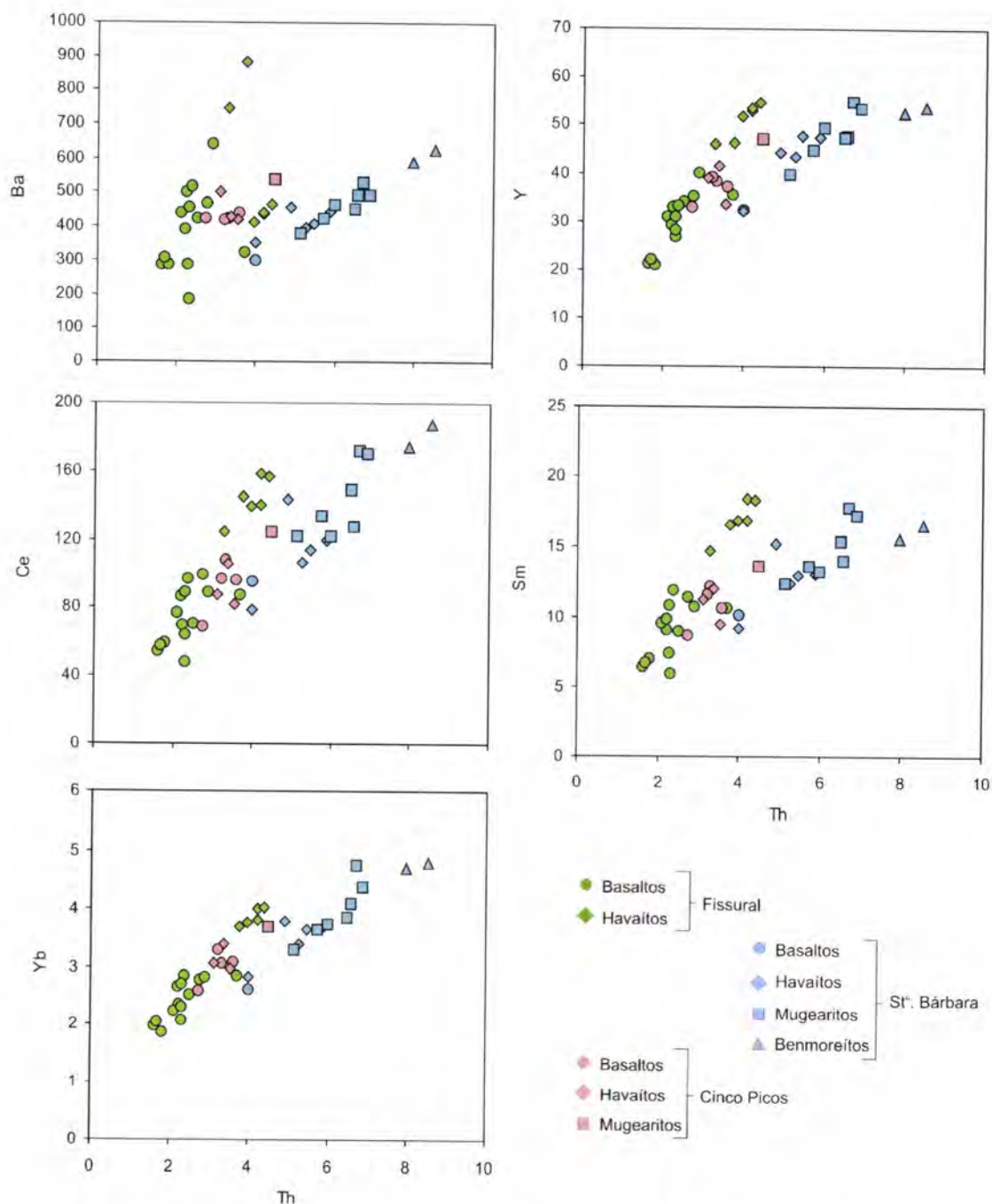
**Fig. 7.28.** Variação da razão Th/Yb em função da concentração de Th (ppm). A razão Th/Yb mantém-se praticamente constante para cada um dos sistemas vulcânicos representados, como resultado do comportamento incompatível destes elementos com as fases minerais intervenientes nos processos de cristalização fraccionada. As diferentes razões encontradas para os sistemas vulcânicos Fissural e dos Cinco Picos relativamente ao sistema de Santa Bárbara podem reflectir a existência de diferentes percentagens de fusão parcial de uma fonte mantélica com granada. Menores percentagens de fusão dão origem a líquidos magmáticos com maiores concentrações de Th e razões Th/Yb mais elevadas.

Note-se, porém, que uma afirmação deste tipo só pode ser feita com elevado grau de certeza se as fontes mantélicas dos dois sistemas forem idênticas o que, como se verá, não corresponde à realidade. Com efeito, a sobreposição, na Fig. 7.27, das lavas mugearíticas de Santa Bárbara com as lavas havaíticas associadas ao sistema vulcânico Fissural só seria explicável em termos de diferentes percentagens de fusão se, ao contrário do sugerido pelas diferenças na razão Th/Yb, as primeiras resultassem da evolução de líquidos primários gerados por maiores percentagens de fusão e, assim, menos enriquecidos em elementos incompatíveis.

A existência de heterogeneidades nas concentrações elementares do manto subjacente à ilha Terceira é inequivocamente demonstrada pelos diagramas da Fig. 7.29. Com efeito, quando se projecta o conjunto das amostras em diagramas binários Th *versus* terras raras, Y ou Ba obtêm-se, a partir da origem, diferentes *trends* para cada uma das séries magmáticas que definem os vários sistemas



vulcânicos. Para as lavas associadas ao sistema vulcânico Fissural é possível reconhecer uma maior dispersão no diagrama Th *versus* Ba que, de resto, se encontra relacionada com a discussão feita em torno do *spiderdiagram* da Fig. 7.17 (vide ponto 7.4.2.).

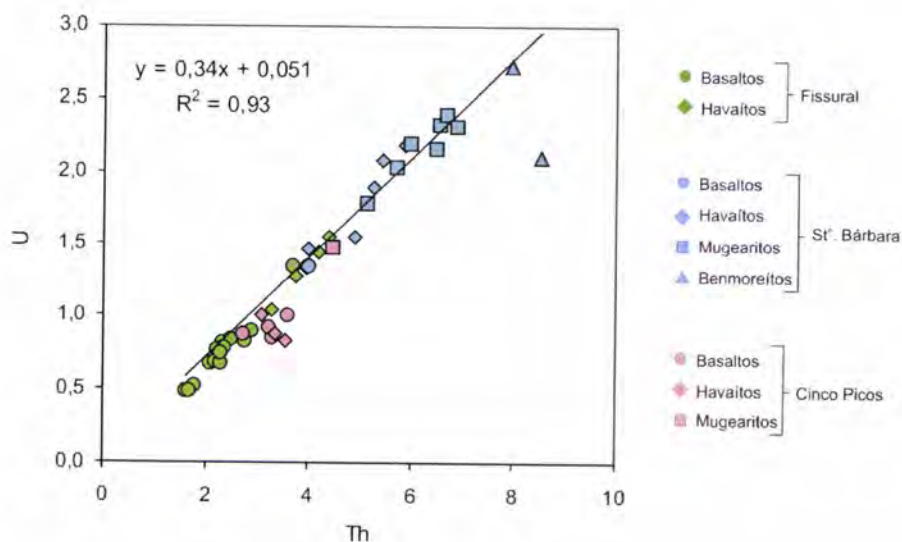


**Fig. 7.29.** Variação das concentrações de Ba, Y e terras raras em função da concentração de Th (ppm). Os diferentes *trends* obtidos para os vários sistemas vulcânicos permitem concluir sobre a heterogeneidade da fonte mantélica. As lavas associadas aos sistemas vulcânicos Fissural e de Santa Bárbara definem os extremos composicionais, ocupando as lavas associadas ao sistema vulcânico dos Cinco Picos uma posição intermédia.



No que concerne ao Ba acresce ainda referir a ocorrência, na crista média Atlântica situada na vizinhança do arquipélago dos Açores, de alguns campos hidrotermais caracterizados pela formação de depósitos de barite, pouco comuns noutras latitudes exploradas até à data (Fouquet et al., 1994; Langmuir et al., 1997). Assim, importa avaliar a possibilidade da maior dispersão em Ba verificada para o sistema vulcânico Fissural (aliada à existência de amostras com elevadas concentrações naquele elemento) poder estar relacionada com uma eventual contaminação por parte de depósitos daquele tipo gerados num período anterior à emersão da ilha. Esta hipótese adquire relevância pelo facto da fronteira actual entre as placas litosféricas NUBIA e Euro-Asiática ser interpretada como uma crista de alastramento oceânico (rifte da Terceira, vide ponto 3.1.).

A possível interacção dos magmas associados ao sistema vulcânico Fissural com crosta oceânica alterada, pode ser avaliada com base na sua concentração em U. Com efeito, Kelley et al. (2005) demonstraram que a alteração hidrotermal da crosta oceânica envolve um forte enriquecimento em U que, por vezes, chegam a atingir um valor 4 vezes superior à concentração inicial. Na Fig. 7.30 encontra-se projectada a variação da concentração de U em função do Th para o conjunto das lavas amostradas na ilha Terceira. A boa correlação obtida permite excluir a hipótese de interacção com crosta oceânica alterada, sugerindo que os dados obtidos relativamente ao Ba resultam de processos relacionados com a fonte mantélica.

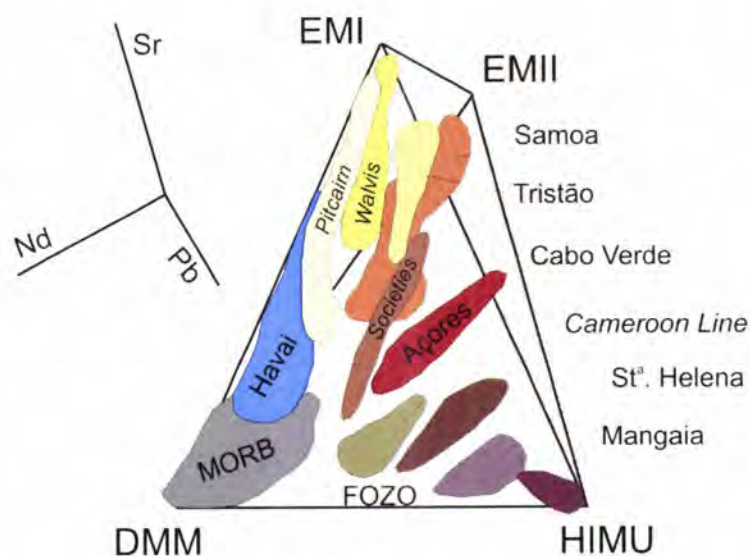


**Fig. 7.30.** Variação da concentração de U em função da concentração de Th (ppm). A boa correlação encontrada para as lavas associadas aos vários sistemas vulcânicos, permite excluir a hipótese de interacção dos magmas associados ao sistema vulcânico Fissural com crosta oceânica alterada.

A figura anterior permite ainda atribuir uma razão Th/U ~ 3 às lavas da ilha Terceira, superior ao valor que normalmente se encontra associado aos basaltos do tipo MORB (Kelly et al. 2005 e referências inclusas).

### 7.5.3. Componentes mantélicos

Quando se projecta a composição isotópica dos basaltos oceânicos (MORB e OIB) num diagrama tridimensional  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  versus  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  versus  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , é possível limitar a variabilidade observada por um tetraedro cujos vértices correspondem a quatro componentes mantélicos principais identificados inicialmente por Zindler & Hart (1986) (Fig. 7.31): DMM (*Depleted MORB Mantle*), o qual corresponde ao manto empobrecido que constitui a fonte dos basaltos do tipo MORB; HIMU (*High Mantle  $\mu$* ), caracterizado por razões  $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$  ( $\mu$ ) elevadas; EMI e EMII (*Enriched Mantle*), relativos a porções de manto enriquecido. Ainda que a discussão sobre a origem destes componentes saia fora do âmbito do presente trabalho, importa referir que os componentes HIMU e EM são frequentemente associados a processos de reciclagem, via subducção, de crosta oceânica e sedimentos respectivamente (e.g. Allègre, 1987; Weaver et al., 1991; Chauvel et al., 1992)



**Fig. 7.31.** Projecção da composição isotópica dos basaltos oceânicos ao longo dos eixos  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  e  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ . A maior parte dos dados podem ser inseridos no interior de um tetraedro definido pelos componentes DMM, HIMU, EMI e EMII. As ilhas oceânicas são representadas por campos alongados que convergem para a base do tetraedro (adaptado de Hart et al. 1992).



Relativamente à Fig. 7.31, Hart et al. (1992) fizeram ainda notar que a maior parte dos locais representados definem campos alongados que convergem para a base do tetraedro correspondente à aresta DMM-HIMU. De acordo com os autores, esta observação permite considerar que a assinatura isotópica da generalidade das plumas mantélicas resulta da mistura com um novo componente, o qual foi designado por FOZO (*Focal Zone*). Os trabalhos conduzidos por Farley et al. (1992) permitiram associar a este componente a existência de razões isotópicas  $^3\text{He}/^4\text{He}$  elevadas ( $> 30 \text{ Ra}$ , correspondendo  $\text{Ra}$  à razão isotópica  $^3\text{He}/^4\text{He}$  da atmosfera, vide capítulo 8.), pelo que substituíram a sua designação inicial pelo acrónimo PHEM (*Primitive Helium Enriched Mantle*)<sup>28</sup>.

No que diz respeito aos Açores, a sua posição no tetraedro de Hart et al. (1992) sugere a existência de mistura entre os componentes DMM, HIMU e EM, em conformidade com o proposto por Turner et al. (1997). A fonte mantélica à escala dos Açores é, contudo, heterogénea e tem vindo a ser descrita em função de dois extremos composicionais definidos com base nas assinaturas isotópicas obtidas para as lavas das ilhas Terceira e S. Miguel (Turner et al., 1997; Moreira et al., 1999). As primeiras apresentam características mais próximas do componente do tipo HIMU (Moreira et al. 1999), enquanto que as lavas de S. Miguel apresentam uma maior afinidade com o componente EMII<sup>29</sup> (Widom et al., 1997).

No ponto anterior foi reconhecida a existência de heterogeneidades elementares na fonte mantélica à escala da ilha Terceira. Não obstante a assinatura HIMU que lhe é normalmente atribuída, as razões isotópicas de Pb obtidas por Dupré et al. (1982) em lavas basálticas associadas aos sistemas vulcânicos Fissural e de Santa Bárbara permitem comprovar o carácter heterogéneo da fonte mantélica<sup>30</sup>. Com efeito, a

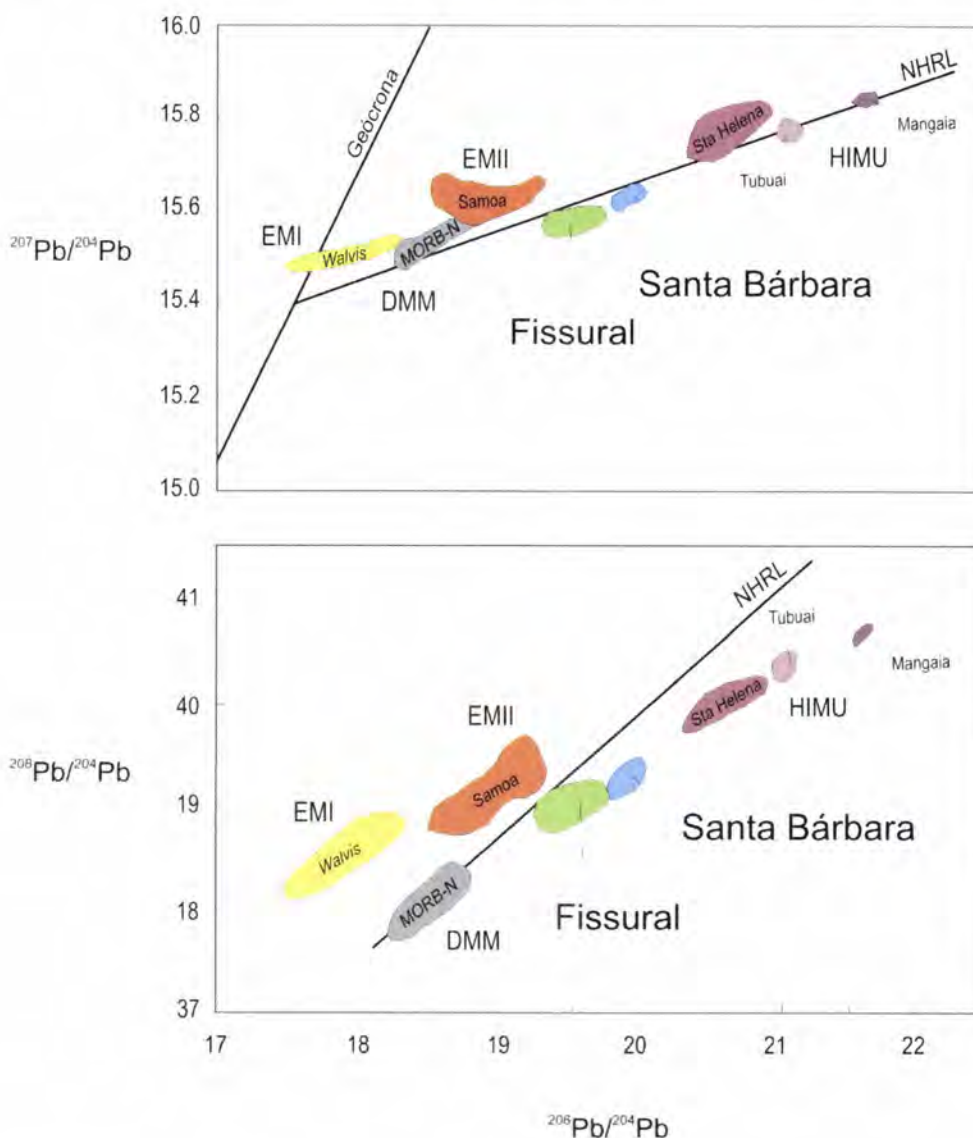
<sup>28</sup> A origem dos basaltos caracterizados por razões  $^3\text{He}/^4\text{He}$  superiores a 9 é normalmente associada a porções de manto com características primitivas. O componente PHEM viria ainda a ser designado por **C** (*Common*) por Hanan & Graham (1996).

<sup>29</sup> No caso da ilha de S. Miguel, o componente EMII é, por vezes, associado à incorporação de manto litosférico subcontinental na astenosfera (sendo este processo designado por *delamination*) durante a abertura do oceano Atlântico (Moreira et al., 1999; Widom & Farquhar, 2003).

<sup>30</sup> A ligação a cada um destes sistemas vulcânicos é da responsabilidade do autor do presente trabalho e assenta na descrição do tipo de amostra, bem como dos locais de amostragem referenciados por Dupré e co-autores.



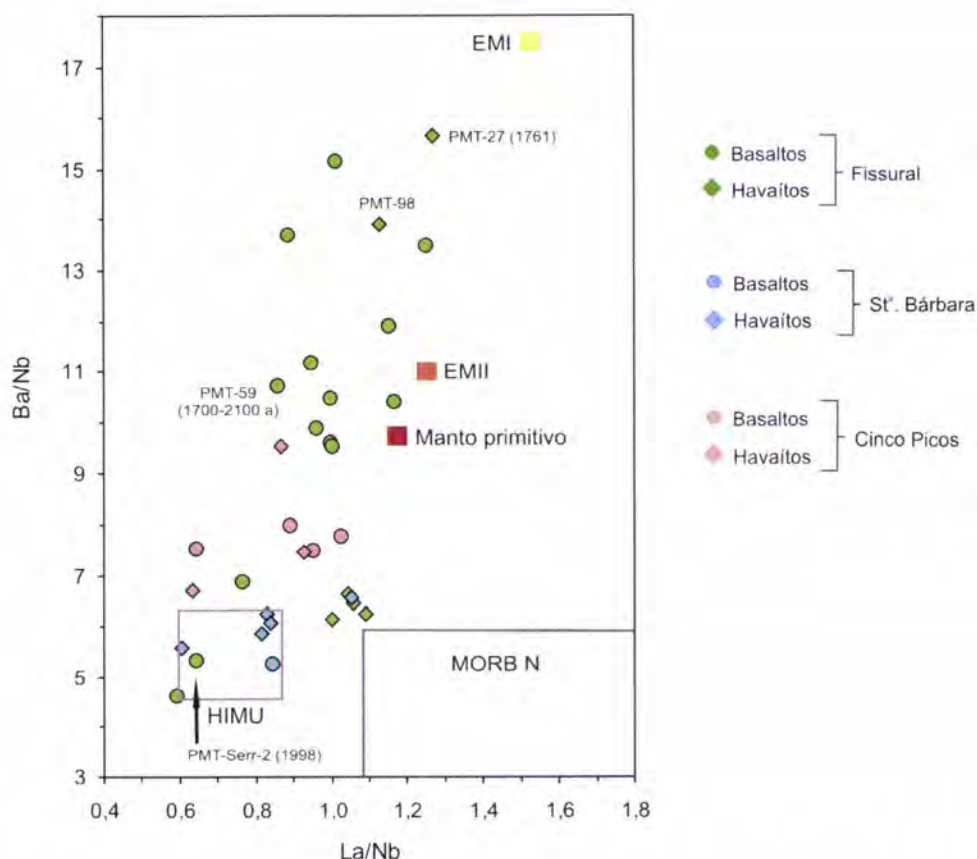
projecção daquelas amostras nos diagramas da Fig. 7.32 revela a maior proximidade das lavas associadas ao sistema vulcânico de Santa Bárbara ao componente HIMU.



**Fig. 7.32.** Composição isotópica de Pb das lavas máficas associadas aos sistemas vulcânicos Fissural e de Santa Bárbara (valores retirados de Dupré et al. 1982) e dos componentes mantélicos referidos anteriormente (adaptado de Mata et al. 1998; Walvis Ridge, Richardson et al., 1982; Mangaia, Palacz & Saunders, 1986; Tubuai, Chauvel et al., 1992; Samoa, Wright & White, 1987, Palacz & Saunders, 1986, Farley et al., 1992; St<sup>a</sup>. Helena, Chaffey et al., 1989; MORB, Ito et al., 1987). NHRL – Northern Hemisphere Reference Line.

Ainda que a caracterização dos componentes mantélicos seja baseada no estudo dos sistemas isotópicos radiogénicos, os processos geológicos que conduziram à sua individualização são também susceptíveis de imprimir uma assinatura específica às razões entre elementos incompatíveis de baixo e alto potencial iónico (Weaver,

1991). O diagrama da Fig. 7.33 projecta a razão  $La/Nb$  versus  $Ba/Nb$  para os termos mais primitivos (basaltos e havaítos) associados aos vários sistemas vulcânicos que têm vindo a ser considerados no presente trabalho. No mesmo diagrama foram também projectados os valores daquelas razões que se encontram tipicamente associados aos vários componentes mantélicos.

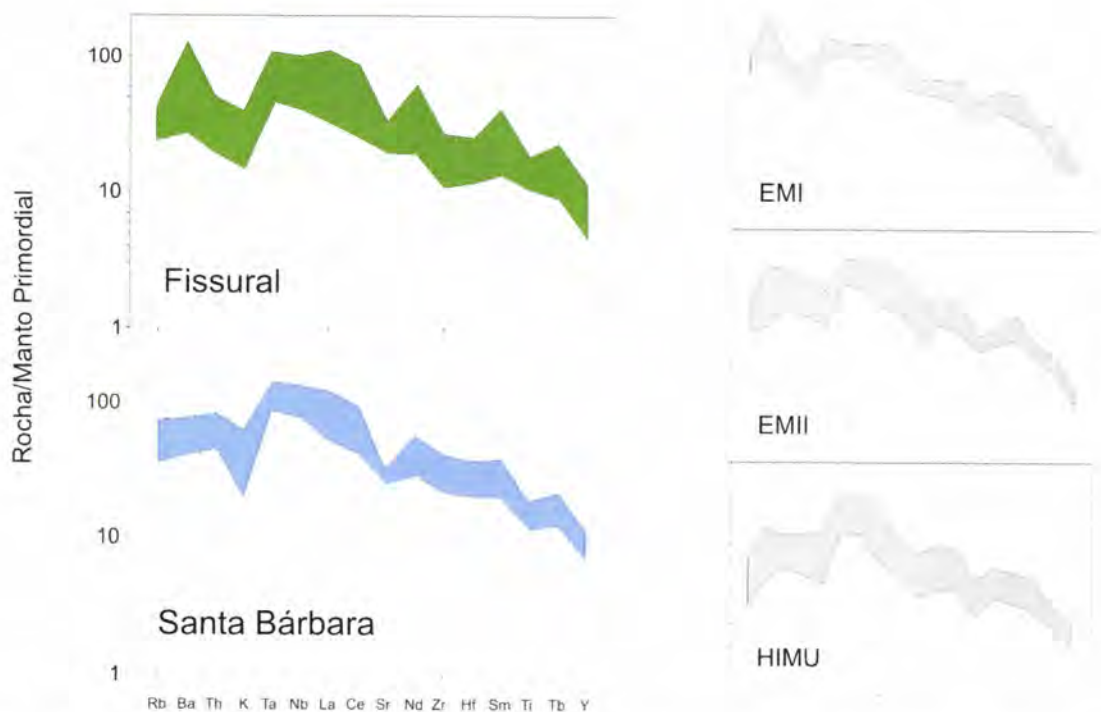


**Fig. 7.33.** Diagrama  $Ba/Nb$  versus  $La/Nb$  para as lavas da ilha Terceira (adaptado de Mata et al. 1989; EMI, Humphris & Thompson, 1983; EMII, Dupuy et al., 1989; Tubuai, Chauvel et al., 1992; Samoa, Wright & White, 1987, Palacz & Saunders, 1986, Farley et al., 1992; St<sup>a</sup>. Helena, Weaver et al., 1987, Chaffey et al., 1989; MORB, Wood et al., 1979, Le Roex et al., 1985; Manto primitivo, Sun & McDonough, 1989).

A análise da figura certifica, uma vez mais, o carácter heterogéneo da fonte mantélica que alimenta o vulcanismo da ilha Terceira. Assim, é possível observar uma forte dispersão, desde o campo definido pelo componente HIMU até valores próximos dos característicos para o componente EMI, para as lavas associadas ao sistema vulcânico Fissural, que contrasta com o carácter relativamente uniforme das lavas associadas ao sistema vulcânico de Santa Bárbara (HIMU). De resto, é curioso notar que o espectro composicional associado ao sistema vulcânico Fissural é limitado pelas lavas mais jovens, nomeadamente pela lava histórica de 1761 e pela

lava extruída durante a erupção submarina da Serreta de 1998. À semelhança do que se observa na Fig. 7.29, as lavas associadas ao sistema dos Cinco Picos ocupam uma posição intermédia entre os outros dois sistemas vulcânicos.

As diferenças nas razões entre elementos incompatíveis encontram-se também expressas na geometria do padrão obtido para as concentrações dos elementos traço normalizadas relativamente ao manto primordial.



**Fig. 7.34.** Spiderdiagramas com a envolvente das lavas associadas aos sistemas vulcânicos Fissural e de Santa Bárbara, bem como dos basaltos que apresentam assinaturas do tipo HIMU e EM (adaptado de Weaver, 1991). Repare-se no enriquecimento em Nb e Ta relativamente aos elementos de baixo potencial iónico (e.g. Ba, Rb) e terras raras leves (La e Ce) típico do componente HIMU e na anomalia positiva em Ba característica do componente EMI.

Na Fig. 7.34 encontra-se representado o padrão típico que descreve cada um dos componentes HIMU, EMI e EMII de acordo com Weaver (1991). A comparação entre estes e o padrão obtido para as lavas da ilha Terceira permitem reconhecer a influência dos componentes EM e HIMU nos litótipos associados aos sistemas vulcânicos Fissural e de Santa Bárbara.

Os dados de geoquímica elementar apresentados sugerem, para as lavas da ilha Terceira e nomeadamente para aquelas associadas ao sistema vulcânico Fissural,



uma importância dos componentes EM maior do que lhe tem sido atribuída (e.g. Moreira et al. 1999). Saliente-se, em particular, a possibilidade do componente EMI, o qual não tem sido invocado nos estudos que têm sido feitos sobre os Açores, ter sido amostrado pelas mesmas lavas. A confirmação de tal hipótese passa, contudo, pelo alargamento da base de dados isotópicos actualmente existente.

## 7.6. Geotermobarometria

A geotermobarometria permite estabelecer algumas considerações relacionadas com a localização da fonte mantélica, o nível a que se situam eventuais câmaras magmáticas e o trajecto dos magmas para a superfície. A caracterização de tais processos assume particular relevância no estudo da ilha Terceira quer pelo seu enquadramento geotectónico específico quer pela existência de sistemas vulcânicos com lavas de graus de evolução distintos. No entanto, a utilização de geotermobarómetros pressupõe a existência de condições de equilíbrio entre os minerais e os líquidos magmáticos pelo que importará verificar, previamente, a ocorrência de tal situação.

### 7.6.1. O coeficiente de partição $K_D^{min/liq}_{Fe/Mg}$ como indicador de situações de equilíbrio mineral-líquido

O coeficiente de partição para a razão Fe/Mg entre a olivina e o líquido magmático (interpretado a partir da composição da rocha total) tem servido como indicador de situações de equilíbrio para condições de cristalização a baixa pressão. Com efeito, e como demonstrado inicialmente por Roeder & Emslie (1970), o valor de  $K_D^{oliv/liq}_{Fe/Mg}$ <sup>31</sup> é independente da temperatura e da composição do líquido magmático, assumindo um valor próximo de 0.3 (ou entre 0.28 e 0.34 de acordo com os dados experimentais reportados por Ford et al., 1983). Importa referir, contudo, que as condições de equilíbrio testadas experimentalmente para magmas não toleíticos têm vindo a revelar valores de  $K_D^{oliv/liq}_{Fe/Mg}$  substancialmente diferentes de 0.3 (Gerke et al. 2005 e referências inclusas). A regressão obtida entre a variação do  $K_D^{oliv/liq}_{Fe/Mg}$  e

<sup>31</sup>  $K_D^{oliv/liq}_{Fe/Mg} = [(X^{oliv}_{FeO})/(X^{liq}_{FeO})] * [(X^{liq}_{MgO})/(X^{oliv}_{MgO})]$ , correspondendo X à fracção molar. Roeder & Emslie (1970) designaram o índice  $KD_{Fe/Mg}$  como coeficiente de distribuição. No entanto, Beattie et al. (1993) desaconselham o uso deste termo, sugerindo a sua substituição por coeficiente de partição.

a composição desses magmas permitiu a estes autores escrever a seguinte equação:

$$\ln K_D^{oliv/liq}_{Fe/Mg} = 24.748x^3 - 27.701x^2 + 10.027x - 2.4396 \quad (7.19)$$

Sendo  $x = S/(S+CA+M)$  com  $S = SiO_2 - 2Na_2O - 4K_2O$ ;  $CA = CaO - P_2O_5 + K_2O + 3Na_2O + Fe_2O_3 + Al_2O_3$  e  $M = MgO + FeO + MnO$  (os valores para os óxidos são dados em termos de número de moles).

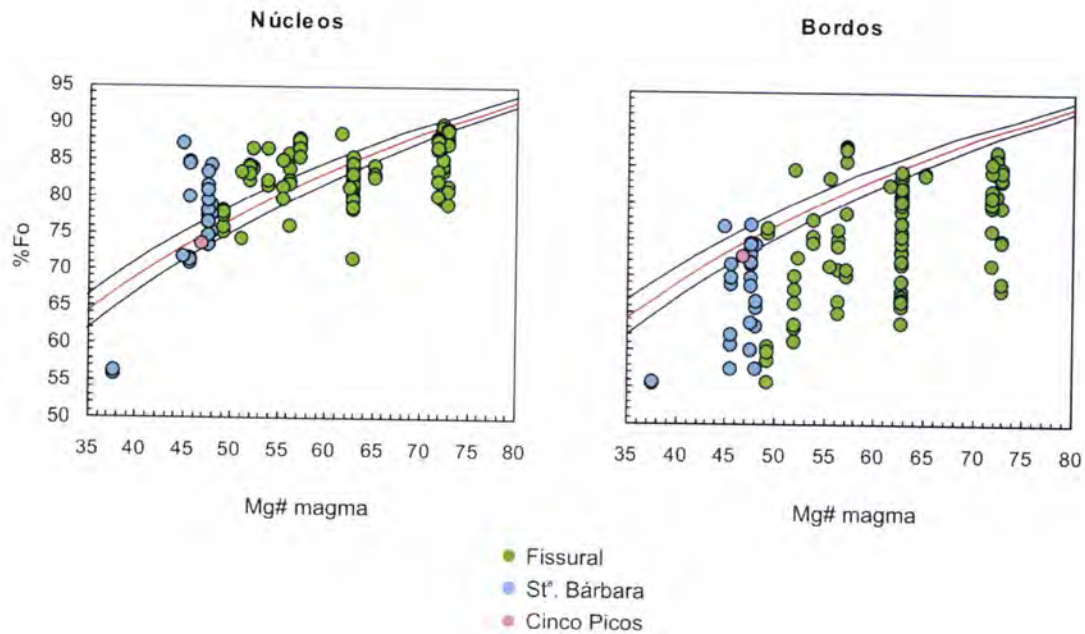
Os valores de  $K_D^{oliv/liq}_{Fe/Mg}$  calculados através da equação 7.19 e a partir da composição das lavas da ilha Terceira, definem um intervalo de variação entre 0.28 e 0.34, permitindo considerar o valor de 0.3 proposto inicialmente por Roeder & Emslie (1970) como um indicador válido das situações de equilíbrio.

A expressão que determina o valor de  $K_D^{oliv/liq}_{Fe/Mg}$  (vide nota infrapaginal da página anterior) pode ser rearranjada em função da fracção molar do  $Mg^{2+}$  ( $Mg^{2+}/[Mg^{2+}+Fe^{2+}]$ ) nos cristais de olivina (%Fo) e no líquido magmático (Mg#), de forma a facilitar a visualização gráfica das situações de equilíbrio em função da composição de ambas as fases:

$$K_D^{oliv/liq}_{Fe/Mg} = [(1-Fo_{oliv}) * (Mg\#_{liq})] / [(Fo_{oliv}) * (1-Mg\#_{liq})] \quad (7.20)$$

Nos diagramas da Fig. 7.35 encontram-se projectadas as composições dos fenocristais de olivina (núcleos e bordos) analisados em algumas lavas da ilha Terceira em função do Mg# do líquido magmático (calculado a partir da análise de rocha total). A figura mostra que os núcleos dos fenocristais de olivina com percentagens de Fo mais elevadas, ou seja, entre 85 e 90% cristalizam em equilíbrio ( $K_D^{oliv/liq}_{Fe/Mg} \sim 0.3$ ) com os líquidos magmáticos de composição mais primitiva associados ao sistema vulcânico Fissural (Mg# > 62). Para os restantes casos (Mg# < 60) são obtidos valores de  $K_D^{oliv/liq}_{Fe/Mg}$  inferiores a 0.3, indicando que estes fenocristais possuem uma composição mais magnésiana do que a dos cristais de olivina que cristalizam em equilíbrio com os líquidos magmáticos de composição mais evoluída. A existência de núcleos de fenocristais de olivina projectados acima da linha que representa um valor de  $K_D^{oliv/liq}_{Fe/Mg} = 0.3$  não é de fácil interpretação, podendo colocar-se duas hipóteses:





**Fig. 7.35.** Projecção da composição (em %Fo) dos fenocristais de olivina (atendendo às análises efectuadas no núcleo e junto ao bordo) em função do Mg# da lava à qual pertencem. As linhas definidas com base no coeficiente de partição  $K_D^{oliv/liq}_{Fe/Mg} = 0.3 \pm 0.03$  permitem reconhecer as situações de equilíbrio entre a olivina e o líquido magmático (rocha total).

- 1) Tratam-se de xenocristais que após terem sido incorporados em líquidos magmáticos de composição mais evoluída do que aquela a partir do qual cristalizaram continuaram o seu crescimento, aparecendo agora zonados;
- 2) Resultam de um processo de mistura entre um fundido relativamente primitivo a partir do qual já teriam cristalizado cristais de olivina e um magma relativamente mais evoluído.

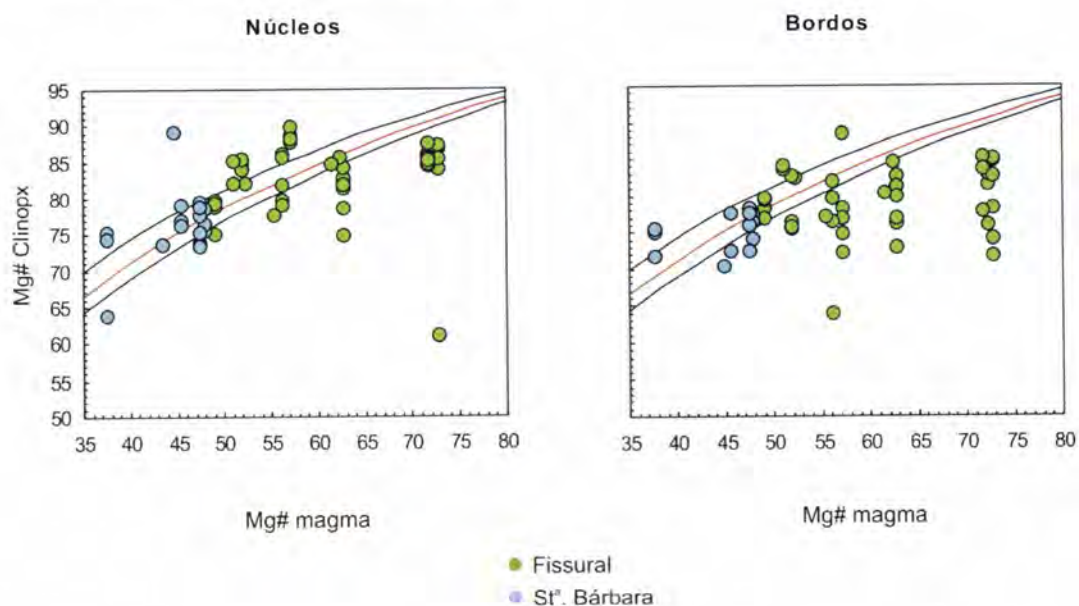
Importa assinalar, contudo, que para cada uma das séries magmáticas consideradas (Fissural e Santa Bárbara), a hipótese de mistura de líquidos com graus de evolução distintos e relacionados por processos de cristalização fraccionada pode eventualmente explicar a ocorrência de zonamentos do tipo oscilatório em alguns fenocristais de clinopiroxena e plagioclase (vide pontos 6.3.2. e 6.3.3.).

A mesma projecção efectuada para os bordos dos fenocristais coloca-os maioritariamente abaixo da linha de equilíbrio ( $K_D^{oliv/liq}_{Fe/Mg} > 0.3$ ) como resultado das sucessivas fases de cristalização e crescimento da olivina em equilíbrio com líquidos residuais de composição sucessivamente mais evoluída.



Relativamente às lavas de composição mais primitiva é possível reconhecer uma sobreposição do Mg# calculado para o núcleo dos fenocristais de clinopiroxena com a percentagem de molécula forsterítica obtida no núcleo dos fenocristais de olivina (84-88 versus 85-90). De acordo com Tappe (2004) este tipo de sobreposição sugere uma cristalização em equilíbrio entre a olivina e a clinopiroxena, dada a proximidade dos valores de  $K_D^{min/liq}_{Fe/Mg}$  para aquelas duas fases minerais<sup>32</sup>.

A análise da Fig. 7.36 permite interpretar o início da cristalização da clinopiroxena em condições próximas do equilíbrio com os magmas de composição mais primitiva, assim como com a maioria dos magmas materializados pelas amostras associadas ao vulcão de Santa Bárbara. Relativamente à amostra PMT-24 (Mg# ~ 57) associada ao sistema vulcânico Fissural, importa assinalar a existência de megacristais de clinopiroxena (por vezes com dimensões superiores a 1 cm ao longo do eixo cristalográfico *c*) com Mg# próximos de 90, os quais se encontram em desequilíbrio com a composição da lava hospedeira.



**Fig. 7.36.** Projecção da composição dos fenocristais de clinopiroxena atendendo às análises efectuadas no núcleo e junto ao bordo em função do Mg# da lava à qual pertencem. As linhas definidas com base no coeficiente de partição  $K_D^{cpx/liq}_{Fe/Mg} = 0.27 (+0.03 \text{ e } -0.05)$  permitem reconhecer as situações de cristalização da clinopiroxena em equilíbrio com o líquido magmático (rocha total).

<sup>32</sup> Não obstante a maior incerteza relativamente ao valor do coeficiente de partição  $K_D^{cpx/liq}_{Fe/Mg}$  para a cristalização da clinopiroxena em equilíbrio com um líquido magmático, Putirka (2003) considera que este é próximo de 0.27, em conformidade com o intervalo proposto por Sisson & Grove (1993).

A composição dos bordos dos fenocristais de clinopiroxena revela uma variação mais pronunciada nos fenocristais presentes nas lavas associadas ao sistema vulcânico Fissural, sugerindo um crescimento contemporâneo com a cristalização de fenocristais de olivina (os quais contribuem para um maior empobrecimento em MgO no líquido residual).

### 7.6.2. Temperatura

Como referido no ponto anterior, as situações de equilíbrio para o par olivina-líquido podem ser identificadas através do coeficiente de partição  $K_D^{oliv/liq}_{Fe/Mg}$ . Com efeito, nessas condições o valor de  $K_D^{oliv/liq}_{Fe/Mg}$  é praticamente constante para uma vasta gama de temperaturas, composições e fugacidades de oxigénio (Roeder & Emslie, 1970)<sup>33</sup>. Vários autores têm, contudo, demonstrado a dependência dos coeficientes de partição  $D^{oliv/liq}_{Mg}$  e  $D^{oliv/liq}_{Fe}$  com a temperatura, a qual possibilita a utilização da olivina como um geotermómetro em condições de cristalização em equilíbrio com o líquido magmático (Roeder & Emslie, 1970; Beattie, 1993; Putirka, 2005).

Roeder & Emslie (1970) descrevem uma série de experiências que visam caracterizar as situações de equilíbrio entre a olivina e líquidos de composição basáltica, conduzidas para condições de pressão de 1 bar e intervalos de temperatura e de fugacidade de oxigénio entre 1150-1300 °C e  $10^{-0.68}$ - $10^{-12}$  bar respectivamente. Os dados obtidos permitiu-lhes reconhecer a existência de uma correlação linear entre os valores logarítmicos dos coeficientes de distribuição  $D^{oliv/liq}_{Mg}$  e  $D^{oliv/liq}_{Fe}$  e o inverso da temperatura de acordo com as seguintes equações:

$$\text{Log } D^{oliv/liq}_{Mg} = 3740/T - 1.87 \quad (7.21)$$

$$\text{Log } D^{oliv/liq}_{Fe} = 3911/T - 2.50 \quad (7.22)$$

No entanto, e como apontado por Beattie (1993), estas expressões devem ser aplicadas apenas em sistemas caracterizados por aquelas condições experimentais. Este último autor propõe, assim, a utilização de um modelo que permita o cálculo de parâmetros termodinâmicos que possa ser extrapolado para o conjunto de todas as

composições e condições físicas admissíveis. A equação empírica obtida por Beattie (1993) para o cálculo da temperatura de saturação da olivina em condições isobáricas é então descrita por:

$$T^{oliv} = \frac{\Delta H_M^{oliv} / R + (P - 10^5) \Delta V_M^{oliv} / R}{\Delta S_M^{oliv} / R + 2 \ln D_{M^*}^{oliv/L} + 2 \ln 1.5 C_{NM}^L + 2 \ln 3 C_{SiO_2^*}^L - (NF)} \quad (7.23)$$

correspondendo  $\Delta H$ ,  $\Delta S$  e  $\Delta V$  às variações de entalpia, entropia e volume de fusão respectivamente (extraídos de Beattie, 1993),  $D$  ao coeficiente de partição para o elemento de interesse,  $R$  à constante dos gases,  $C_{NM}^{liq}$  à fracção molar dos elementos que reduzem o grau de polimerização do líquido (**Network Modifiers**, Mg, Fe, Ca, Mn, Co, Ni) e  $NF$  à fracção molar dos elementos que, à semelhança do Si, ocorrem em coordenação tetraédrica com os oxigénios (**Network Forming**, Al, Ti).  $T$  e  $P$  correspondem à temperatura (°K) e pressão (Pa) respectivamente. De acordo com Beattie (1993), o cálculo da temperatura através da equação 7.23 (e tomando  $M$  como Mg ou Fe) admite um erro inferior a 10 °K.

Os valores de  $T$  obtidos para algumas lavas da ilha Terceira (considerando condições de pressão iguais a 1 bar ou 0.1 MPa) encontram-se expostos na Tabela 7.7. De acordo com a discussão do ponto anterior, a temperatura foi calculada apenas para as amostras onde foram analisados fenocristais de olivina em equilíbrio com a composição expressa pela análise de rocha total (sendo o equilíbrio interpretado a partir de valores de  $K_D^{oliv/liq}_{Fe/Mg}$  entre 0.28 e 0.34). Não é de mais salientar que os valores apresentados correspondem a temperaturas mínimas, já que estas foram calculadas assumindo condições de pressão de 1 bar.

Como seria de esperar, a análise dos resultados permite concluir que a composição mais magnésiana dos cristais de olivina imersos nas lavas associadas ao sistema Fissural encontra-se correlacionada com a maior temperatura estimada para estas lavas. Refira-se, em particular, que as lavas de composição mais primitiva (PMT-8, PMT-14 e PMT-15, aflorantes nas áreas de Porto Martins e Porto Judeu, vide Fig. 4.2) apresentam temperaturas próximas de 1280 °C. Este valor é normalmente

<sup>33</sup> De acordo com Herzberg & O'Hara (1998) verifica-se apenas um ligeiro incremento para situações de alta pressão e alta temperatura. Refira-se que o aumento de  $K_D^{oliv/liq}_{Fe/Mg}$  com a pressão tinha sido já anteriormente reconhecido por Ulmer (1989).



considerado como próximo da temperatura *solidus* do manto superior (McKenzie & Bickle, 1988) e permite corroborar o carácter primário atribuído a esses magmas com base na composição elementar.

Sistema Vulcânico	Amostra	Classificação	Temp. (°C) crist. olivina
Fissural	PMT -8	Basalto	1273
	PMT -14	Basalto	1277
	PMT -15	Basalto	1266
	PMT -88	Basalto	1154
	PMT-61	Basalto	1160
	PMT -79	Basalto	1160
	PMT -101	Basalto	1207
	PMT-Serr-2	Basalto	1209
	PMT -27	Havaito	1115
Cinco Picos	PV-1	Havaito	1108
Santa Bárbara	PMT -54	Havaito	1041
	PMT -70	Basalto	1098
	PMT -71	Basalto	1096
	PMT -72	Basalto	1093
	PMT -73	Mugearito	1078
	PMT -74	Mugearito	1073
	PMT -83	Benmoreito	1030

**Tabela 7.7.** Temperatura de saturação de olivina estimada a partir do modelo de Beattie (1993) para algumas lavas da ilha Terceira.

De acordo com Putirka et al. (1996), a temperatura das lavas de composição basáltica pode também ser estimada a partir da composição das clinopiroxenas que cristalizam em condições de equilíbrio com o líquido magmático. O modelo desenvolvido por estes autores é baseado no equilíbrio dos componentes jadeítico (Jd;  $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$ ) - diopsídico/hedenbergítico (DiHd;  $\text{Ca}(\text{Mg,Fe})\text{Si}_2\text{O}_6$ ) entre a clinopiroxena e o magma, dando origem ao geotermómetro (°K) traduzido pela expressão:

$$\frac{10^4}{T} = 6.73 - 0.26 * \ln \left[ \frac{Jd^{cpx} * Ca^{liq} * Fm^{liq}}{DiHd^{cpx} * Na^{liq} * Al^{liq}} \right] - 0.86 * \ln \left[ \frac{Mg^{liq}}{Mg^{liq} + Fe^{liq}} \right] + 0.52 * \ln [Ca^{liq}]$$

(7.24)

A estimativa da temperatura das lavas da ilha Terceira pode ser ensaiada recorrendo à equação anterior uma vez que:

1) O coeficiente de partição  $K_D^{cpx/liq}_{Fe/Mg}$  permitiu reconhecer, sobretudo para as amostras de Santa Bárbara, a existência de fenocristais de clinopiroxena em equilíbrio com a composição expressa pela análise de rocha total (ponto 7.6.1.);

2) As observações petrográficas permitem considerar os fenocristais de clinopiroxena como uma fase de cristalização relativamente precoce, provavelmente em parte contemporânea da cristalização de fenocristais de olivina (nas lavas associadas ao sistema vulcânico Fissural) e de plagioclase (nas lavas associadas ao sistema vulcânico de Santa Bárbara).

Os valores obtidos foram determinados a partir de uma folha de cálculo do Excel disponibilizada pelo autor do geotermómetro<sup>34</sup> e encontram-se resumidos na tabela 7.8. Importa salientar que a referida folha de cálculo permite também obter os valores de temperatura estimados a partir de uma correcção ao modelo de Putirka et al. (1996) proposta por Putirka et al. (2003), de forma a viabilizar a aplicação do geotermómetro a magmas hidratados de composição basáltica a riolítica. Atendendo ao carácter hidratado que tem vindo a ser associado à fonte mantélica dos Açores (e.g. Bonatti, 1990; Asimow & Langmuir, 2003) considerou-se esta correcção relevante para a determinação da temperatura das lavas da ilha Terceira (tabela 7.8). Os resultados mostram, contudo, que da aplicação dos dois modelos não resultam valores substancialmente distintos ( $\Delta T$  inferior a 35 °C, encontrando-se dentro do erro inerente ao geotermómetro), sendo de destacar que as maiores diferenças ocorrem nas lavas de composição mais evoluída.

<sup>34</sup> [http://www.csufresno.edu/geology/Faculty&Staff/Putirka/Keith\\_Putirka.html#download](http://www.csufresno.edu/geology/Faculty&Staff/Putirka/Keith_Putirka.html#download)

As elevadas temperaturas estimadas pelo método de Beattie (1993) para as lavas de composição mais primitiva associadas ao sistema vulcânico Fissural não puderam, infelizmente, ser confrontadas com o geotermómetro proposto por Putirka et al. (1996, 2003). Com efeito, os fenocristais de clinopiroxena analisados nessas lavas apresentavam invariavelmente uma composição mais evoluída do que a sugerida pelas condições de equilíbrio interpretadas a partir do coeficiente de partição  $K_D^{cpx/liq}_{Fe/Mg}$  (vide Fig. 7.36).

Sistema Vulcânico	Amostra	Classif.	Tem. (°C) crist. clipx. (Putirka et al., 1996)	Temp. (°C) crist. clipx. (Putirka et al., 2003)	$\Delta T$ °C	Temp. (°C) crist. oliv. (Beattie, 1993)
Fissural	PMT-13	Basalto	1234	1221	13	-
	PMT-61	Basalto	1204	1205	1	1160
	PMT-3	Basalto	1185	1184	1	-
	PMT-51	Basalto	1218	1220	2	-
	PMT-27	Havaíto	1163	1142	21	1115
Santa Bárbara	PMT-63	Havaíto	1152	1132	20	1030
	PMT-70	Basalto	1152	1143	9	1098
	PMT-71	Basalto	1141	1136	5	1096
	PMT-72	Basalto	1159	1148	11	1093
	PMT-73	Mugearito	1142	1110	32	1078
	PMT-74	Mugearito	1149	1116	33	1073

**Tabela 7.8.** Temperatura de cristalização das clinopiroxenas calculada através dos modelos de Putirka et al. (1996, 2003). De acordo com os autores, o erro associado ao geotermómetro é estimado em cerca de 30°K. Comparem-se os valores obtidos com a temperatura de saturação de olivina.

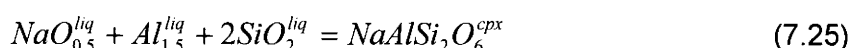
Relativamente às amostras para as quais foi possível a aplicação dos geotermómetros de Beattie (1993) e Putirka (1996, 2003), as temperaturas estimadas para o par clinopiroxena-líquido revelaram-se ligeiramente superiores às temperaturas de saturação em olivina. Não obstante, o erro associado aos respectivos geotermómetros, bem como o facto da temperatura de saturação da olivina ter sido calculada para condições de pressão de 1 bar, sugerem que os dois minerais possam corresponder a fases *liquidus* daqueles magmas.



---

### 7.6.3. Pressão

A pressão associada aos estádios iniciais de cristalização dos diferentes líquidos gerados no decurso da evolução magmática pode ser estimada a partir do modelo de Putirka et al. (1996) enunciado no ponto anterior. Com efeito, a cristalização em equilíbrio da componente jadeítica ( $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$ ) da clinopiroxena de acordo com a equação:



é sensível às variações de pressão envolvidas nos processos ígneos, permitindo a sua utilização como geobarómetro não obstante alguma dependência do equilíbrio relativamente à temperatura (Richet et al., 1993).

A partir da reacção expressa pela equação 7.25, Putirka et al. (1996) derivam a seguinte equação de estado, a qual incorpora as correcções à constante de equilíbrio que resultam da mistura não ideal entre a clinopiroxena e o líquido magmático:

$$P = -54.3 + 299 * \frac{T}{10^4} + 36.4 * \frac{T}{10^4} \ln \left[ \frac{Jd^{\text{cpx}}}{[\text{Si}^{\text{liq}}]^2 * \text{Na}^{\text{liq}} * \text{Al}^{\text{liq}}} \right] + 367 * [\text{Na}^{\text{liq}} * \text{Al}^{\text{liq}}] \quad (7.26)$$

correspondendo P à pressão (kbar) e T à temperatura (° K). De acordo com os autores, o erro estimado para o geobarómetro é de 1.4 kbar.

Os valores de P determinados a partir da composição dos núcleos dos fenocristais de clinopiroxena em equilíbrio com a composição expressa pelas análises de rocha total, encontram-se expostos na tabela 7.9. Uma vez mais são comparados os valores obtidos com a nova calibração proposta por Putirka et al. (2003).

Da análise da tabela 7.9 é possível reconhecer a tendência do método de Putirka et al. (1996) para fornecer pressões mais elevadas quando comparadas com as obtidas

através da correcção proposta por Putirka et al. (2003). De facto, os valores de  $\Delta P$  exprimem diferenças que variam entre 2 e 30% da pressão estimada pelo método de Putirka et al. (1996). Não obstante, as diferenças observadas estão dentro do erro associado ao geobarómetro, sendo possível relacionar a cristalização dos fenocristais de clinopiroxena associados ao sistema vulcânico Fissural com a existência de condições de pressão mais elevadas do que aquelas que presidiram à cristalização dos fenocristais associados ao sistema de Santa Bárbara.

Sistema Vulcânico	Amostra	Classificação	P (kbar) (Putirka et al., 1996)	P (kbar) (Putirka et al., 2003)	$\Delta P$ kbar	Profundidade (km)
Fissural	PMT-13	Basalto	9.5	9.0	0.5	30.0
	PMT-61	Basalto	7.3	6.9	0.4	23.0
	PMT-3	Basalto	5.8	5.9	0.1	19.7
	PMT-51	Basalto	6.8	7.6	0.8	25.3
	PMT-27	Havaito	5.2	4.5	0.7	15.0
Santa Bárbara	PMT-63	Havaito	5.5	4.4	1.1	14.7
	PMT-70	Basalto	4.6	3.7	0.9	12.3
	PMT-71	Basalto	3.2	2.5	0.7	8.3
	PMT-72	Basalto	5.5	4.1	1.4	13.7
	PMT-73	Mugearito	4.5	3.2	1.3	10.7
	PMT-74	Mugearito	5.6	3.8	1.8	12.7

**Tabela 7.9.** Estimativa da pressão de cristalização da clinopiroxena, considerando a aplicação dos modelos de Putirka et al. (1996, 2003) a lavas associadas aos sistemas vulcânicos Fissural e de Santa Bárbara. As profundidades que terão testemunhado os estádios iniciais de cristalização da clinopiroxena foram estimadas considerando uma densidade média de 3 g/cm<sup>3</sup> para a litosfera oceânica (vide texto).

As pressões estimadas anteriormente podem ser convertidas para as profundidades associadas aos estádios iniciais de cristalização de clinopiroxena nos vários líquidos magmáticos, de acordo com a expressão:

$$P = \rho \cdot g \cdot z \quad (7.27)$$

---

correspondendo  $P$  à pressão litostática,  $\rho$  à densidade das rochas ( $\text{g/cm}^3$ ),  $g$  à constante de aceleração gravítica ( $9.8 \text{ m/s}^2$ ) e  $z$  à profundidade (km). Considerando os valores de pressão obtidos a partir do método de Putirka et al. (2003) e uma densidade média de  $3 \text{ g/cm}^3$  para as rochas que constituem a litosfera oceânica na vizinhança das cristas médias, obtêm-se, para as lavas associadas ao sistema vulcânico Fissural, profundidades entre 15 e 30 km<sup>35</sup> e entre 8 e 15 km para as lavas associadas ao sistema vulcânico de Santa Bárbara. Importa notar que estas profundidades sustentam a ideia de Albarède & Tamagnan (1988) de que a fraccionação é um processo passível de ocorrer ao nível do manto não obstante a eventual existência de reservatórios mais superficiais ao nível da crosta oceânica (veja-se também Munhá et al., 1990).

Relativamente ao sistema vulcânico de Santa Bárbara é normalmente admitida a existência de “uma” câmara magmática evoluída, compatível quer com o maior grau de diferenciação das suas lavas quer com o desenvolvimento de um vulcão central. Assim, é possível considerar que as pressões estimadas a partir dos fenocristais de clinopiroxena em equilíbrio com lavas relativamente evoluídas possam traduzir o intervalo de profundidades a que se encontra aquele reservatório. Considerando como válida a espessura de 12-14 km normalmente assumida para a crosta oceânica que suporta as ilhas Açorianas (Cannat et al., 1999), as profundidades calculadas permitem localizar a câmara magmática na transição crosta-manto. Deste modo, sugere-se que a crosta oceânica possa ter funcionado como um filtro de densidade que impediu a ascensão dos líquidos menos evoluídos e, portanto, mais densos. Os magmas terão, assim, permanecido na base da crosta até que a actuação dos processos de evolução magmática, tendo feito baixar a sua densidade, possibilitasse a sua ascensão para a superfície.

#### **7.6.4. Fugacidade do oxigénio**

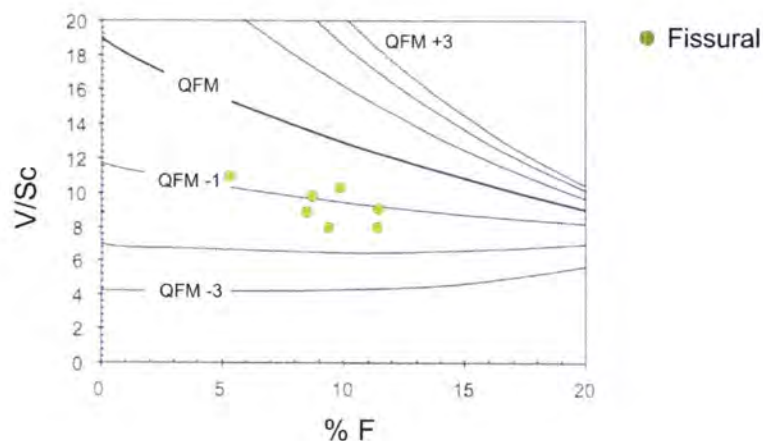
De acordo com Lee et al. (2005), é possível reconhecer uma dependência da razão V/Sc de líquidos magmáticos primários com a percentagem de fusão parcial e com

---

<sup>35</sup> Profundidades de cerca de 30 km para o início da cristalização de magmas associados ao sistema vulcânico Fissural pode eventualmente justificar a ocorrência de alguns fenocristais de olivina com teores de CaO inferiores a 0.1% (vide ponto 6.3.1. e Fig. 6.5).



as condições de fugacidade de oxigénio ( $fO_2$ ) que presidiram à sua génese (Fig. 7.37). As isolinhas de  $fO_2$  representadas na figura foram determinadas, por aqueles autores, considerando a fusão parcial de uma fonte mantélica com granada sob condições de pressão e temperatura de 3 GPa e 1410 °C, respectivamente.



**Fig. 7.37.** Projecção da razão V/Sc em função da percentagem de fusão parcial envolvida na génese dos magmas primários da ilha Terceira (corrigidos para a fracionamento de olivina) (adaptado de Lee et al. 2005). As isolinhas de  $fO_2$  foram determinadas a partir da fusão parcial de uma fonte mantélica com granada ( $P = 3$  GPa;  $T = 1410$  °C) e encontram-se referenciadas de acordo com as diferenças (em unidades logarítmicas) às condições de  $fO_2$  estabelecidas pela associação tampão QFM.

A projecção das razões V/Sc obtidas para as lavas mais primitivas da ilha Terceira (corrigidas para uma composição em equilíbrio com olivina com 90 %Fo, vide ponto 7.5.1.) em função das percentagens de fusão parcial estimadas anteriormente, permite considerar a génese daqueles magmas sob condições de  $fO_2$  próximas das definidas pelo tampão QFM. De resto, esta hipótese surge em conformidade com o que normalmente se encontra descrito para a generalidade dos magmas (Haggerty, 1976).

As condições de  $fO_2$  que caracterizaram os primeiros estádios de evolução dos magmas da ilha Terceira podem ser estimadas através dos teores de  $Fe_2O_3$  das espinelas ricas em crómio (Maurel & Maurel, 1984). Com efeito, este tipo de espinela surge frequentemente como inclusão no interior dos fenocristais de olivina, os quais são interpretados como uma fase de cristalização precoce. Infelizmente, e como referido no ponto 6.3.4., um número significativo de análises de microsonda destas inclusões apresenta alguma contaminação em sílica o que, reflectindo a inclusão de domínios da olivina no feixe de electrões, inviabilizou a determinação correcta da

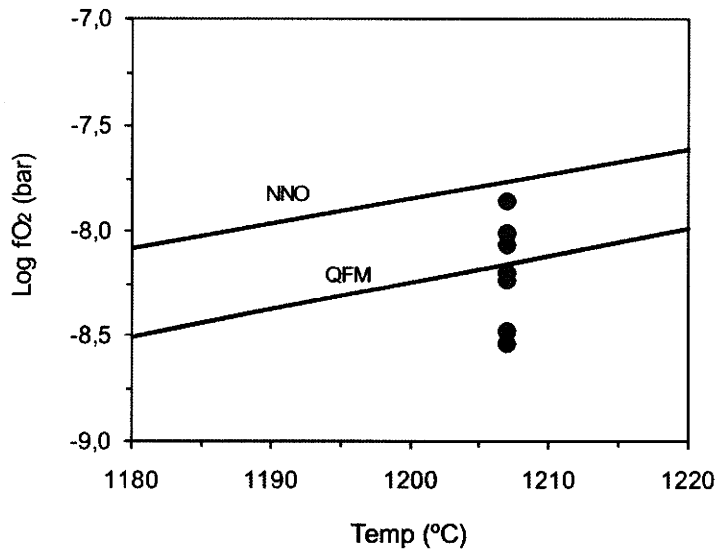
concentração de Fe das espinelas. Do conjunto das análises efectuadas, restam apenas as que dizem respeito a espinelas inclusas em fenocristais de olivina (%Fo~84) da amostra PMT-101 integrada no sistema vulcânico Fissural.

De acordo com os dados experimentais obtidos por Maurel & Maurel (1984), a concentração de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> das espinelas ricas em crómio pode ser relacionada com a fugacidade de oxigénio através da seguinte expressão:

$$(Fe_2O_3)_{\text{espinela}} = \frac{0.0045 * 10^{4813/T} * FeO_{\text{liq}}^T}{1 + 562 fO_2^{-0.2185} * 10^{-5502/T}} \quad (7.28)$$

correspondendo  $T$  à temperatura (°K).

A gama de valores de log $fO_2$  obtidos para as espinelas da amostra PMT-101 situa-se no intervalo entre -8.54 e -7.86, reflectindo condições de fugacidade inferiores às definidas pela associação tampão NNO (Níquel-Óxido de níquel) e em torno daquelas materializadas pelo tampão QFM (Quartzo-Faielite-Magnetite) (Fig. 7.38). Refira-se que a fugacidade determinada é inferior à obtida por Mata & Munhá (2004) para espinelas da ilha da Madeira onde aquele parâmetro apresenta valores superiores aos da associação tampão NNO.



**Fig. 7.38.** Condições de fugacidade de oxigénio estimadas a partir da composição das espinelas ricas em Cr que ocorrem inclusas em fenocristais de olivina da amostra PMT-101 (sistema vulcânico Fissural).

Importa salientar, porém, que a estimativa da  $fO_2$  é fortemente dependente da temperatura. O valor de T utilizado na resolução da equação 7.28 corresponde à temperatura de saturação da olivina calculada através do método de Beattie (1993) e considerada como um valor mínimo. Ainda que seja razoável admitir uma temperatura próxima de cristalização das espinelas e dos fenocristais de olivina "hospedeiros", é possível que as primeiras possam ter cristalizado sob condições de mais alta temperatura. Refira-se que o cálculo de  $\log fO_2$  a partir de uma temperatura 30 °C mais elevada do que a utilizada anteriormente traduz condições de fugacidade para a cristalização de algumas daquelas espinelas superiores às definidas pelo tampão NNO. Assim, e uma vez mais, salienta-se a necessidade de obter um maior número de dados analíticos de forma a proceder a uma melhor caracterização deste parâmetro.

A fugacidade de oxigênio, bem como a temperatura de cristalização dos óxidos incluídos no sistema FeO-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-TiO<sub>2</sub>, podem também ser determinadas quando se verifica a coexistência, em equilíbrio, de óxidos pertencentes à série de solução sólida da ulvoespinela-magnetite e ilmenite-hematite (Buddington & Lindsley, 1964). Ainda que minerais de ambas as séries possam ocorrer como (micro)fenocristais ou como inclusão no interior da clinopiroxena, associações deste tipo nunca foram observadas na mesma amostra de lava. Para a amostra PMT-27 (correspondente à escoada histórica de 1761 associada ao sistema vulcânico Fissural) foi possível, contudo, obter análises fidedignas de cristais de ilmenite e titanomagnetite constituintes da matriz. Admitindo a existência de equilíbrio entre aquelas fases minerais é então possível determinar a  $fO_2$ , bem como a temperatura de cristalização da lava à superfície. Recorrendo à folha de cálculo ILMAT (Lepage, 2003) e considerando a calibração do geotermobarómetro proposta por Andersen & Lindsley (1985), obtêm-se valores de T e  $\log fO_2$  de 876 °C e -12.73 respectivamente, reflectindo condições de fugacidade superiores às definidas pelo tampão NNO.

Em jeito de conclusão e assumindo os riscos inerentes a generalizações feitas a partir de bases de dados reduzidas, é possível sugerir que a evolução magmática associada ao sistema vulcânico Fissural progride no sentido do decréscimo da temperatura a par do aumento da fugacidade de oxigênio.



### 7.6.5. Profundidade e temperatura de extracção magmática

A determinação das condições físicas prevaletentes na altura da extracção magmática a partir da fonte mantélica pode ser ensaiada recorrendo à metodologia proposta por Albarède (1992). De acordo com este autor, a concentração dos elementos maiores nos líquidos magmáticos primários (sobretudo SiO<sub>2</sub>, FeO, MgO e CaO) encontra-se tamponizada pelas fases residuais predominantes, sendo por isso pouco sensível às heterogeneidades que possam existir na fonte mantélica. Em particular, o tratamento estatístico de uma série de dados experimentais (citados em Albarède, 1992) permitiu obter as seguintes relações empíricas para o cálculo da temperatura e pressão:

$$T(^{\circ}C) = 2000 \frac{MgO}{MgO + SiO_2} + 969 \quad (7.29)$$

$$\ln P(kbar) = 0.00252T(^{\circ}C) - 0.12SiO_2 + 5.027 \quad (7.30)$$

Na tabela 7.10 encontram-se expostos os valores de P e T determinados para as lavas primitivas associadas ao sistema vulcânico Fissural (corrigidas para a fraccionação de olivina, de acordo com o discutido no ponto 7.5.1.). Considerando uma densidade média de 3.3 g/cm<sup>3</sup> para o manto sub-litosférico, os valores de P foram convertidos em profundidades de extracção magmática de acordo com a relação estabelecida anteriormente (equação 7.27).

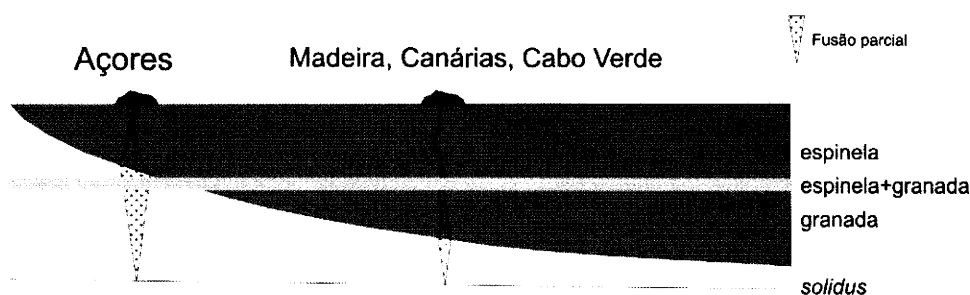
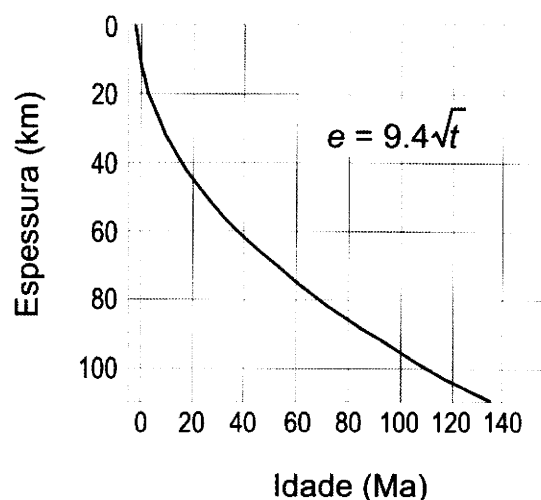
Sistema vulcânico	Amostra	SiO <sub>2</sub> (%)	MgO (%)	Temp. extracção mag. (°C)	Pressão extracção mag. (kbar)	Prof. de extracção mag. (km)
Fissural	PMT-8	47.32	12.37	1383	17.0	51.6
	PMT-14	47.42	12.08	1375	16.5	49.9
	PMT-15	47.47	12.20	1378	16.5	50.0
	PMT-Serr-2	47.60	13.23	1404	17.3	52.5
	PMT-51	46.42	14.32	1441	21.9	66.4
	PMT-101	46.69	14.09	1433	20.8	63.0
	PMT13	47.36	13.72	1418	18.5	56.1

**Tabela 7.10.** Pressão, temperatura e profundidade de extracção magmática para os líquidos primários associados ao sistema vulcânico Fissural.

Os valores calculados para a temperatura de extracção magmática variam entre 1370 e 1450 °C, sendo superiores em cerca de 100 a 170 °C à temperatura *solidus* do manto superior dito “normal” (McKenzie & Bickle, 1988). Um excesso de temperatura na fonte mantélica é normalmente interpretado como testemunho da ascensão de plumas mantélicas e encontra-se descrito para várias ilhas oceânicas (e.g. Putirka, 2005 e referências inclusas).

As profundidades de extracção magmática variam entre 50 e 67 km, estando os valores mais elevados associados às lavas extruídas na proximidade da caldeira de Guilherme Moniz. Os valores estimados sugerem, assim, que a extracção magmática tenha ocorrido na zona de estabilidade da espinela, tipicamente considerada entre os 30 e os 75 km de profundidade (e.g. Ellam, 1992).

A possibilidade de extracção dos magmas a profundidades compatíveis com a estabilidade da espinela encontra suporte na proximidade da ilha Terceira à crista média Atlântica e, conseqüentemente, na idade relativamente “jovem” da crosta oceânica que a suporta (inferior a 20 Ma, vide ponto 3.1.). A importância da idade resulta da sua relação com a espessura da litosfera, à qual vai sendo adicionada material peridotítico com o aumento da distância à crista média. De acordo com a variação expressa no diagrama da Fig. 7.39, a espessura da litosfera associada ao *plateau* Açoriano não deve ultrapassar os 50 km. Considerando que a litosfera oceânica, constituindo uma barreira mecânica à ascensão adiabática das plumas mantélicas, limita superiormente a zona de fusão parcial (Ellam, 1992; Regelous et al., 2003), não é de estranhar que a extracção magmática possa ocorrer na zona de estabilidade da espinela, em conformidade com os valores estimados anteriormente (Fig. 7.39). Importa referir, contudo, que estes dados entram em contradição com as maiores profundidades sugeridas pela análise dos padrões de terras raras. Com efeito, o seu carácter fraccionado foi interpretado como testemunho da existência de uma paragénese residual com granada, implicando profundidades de extracção magmática superiores a 75 km (> 25 kbar, e.g. McKenzie & O’Nions, 1991). De resto, uma informação idêntica é fornecida, de acordo com Turner et al. (1997), pelo excesso de  $^{230}\text{Th}$  relativamente ao  $^{238}\text{U}$  que caracteriza as lavas da ilha Terceira.



**Fig. 7.39.** Secção transversal à crista média Atlântica, ilustrando o espessamento da litosfera oceânica com o aumento da distância à crista (adaptado de Ellam, 1992). O diagrama que expressa a variação da espessura da litosfera com a idade da crosta oceânica para uma temperatura de 1200 °C (Menard, 1986), permite atribuir uma espessura máxima de 50 km ao *plateau* vulcânico dos Açores. Em conformidade, o processo de fusão parcial que resulta da ascensão adiabática do manto é susceptível de ainda ocorrer na zona de estabilidade da espinela. Ao contrário, as restantes ilhas da Macaronésia são implementadas sobre litosfera oceânica espessa, sendo os seus magmas formados exclusivamente na zona de estabilidade da granada.

A dicotomia que resulta das informações fornecidas pelas composições macroelementares e as concentrações em elementos traço incompatíveis encontra-se descrita para algumas ilhas do Havai, tendo sido classificada por Francis (1995) como o "Paradoxo Havaiano". A compatibilização destes dois tipos de assinatura é possível se for assumido, de acordo com Eggins (1992), que as plumas mantélicas cruzam a *solidus* peridotítica na zona de estabilidade da granada (onde ocorrerão os primeiros episódios de fusão parcial) enquanto que a segregação magmática, a qual depende fortemente do volume de magma gerado, ocorre a menores profundidades e na presença de espinela como fase residual.



Considera-se, desta forma, que os magmas primários associados ao sistema vulcânico Fissural apresentam composições em elementos traço incompatíveis determinadas, fundamentalmente, por pequenas percentagens de fusão parcial de uma fonte mantélica com granada. Os líquidos assim gerados terão percolado para níveis mantélicos suprajacentes onde se terão misturado com maiores volumes de magma gerados na presença de espinela. Estes últimos viriam a determinar a composição macroelementar da mistura resultante destas “duas” fracções de magma.

Note-se, porém, que atendendo ao contexto geotectónico complexo associado ao desenvolvimento do rifte da Terceira, não é de descartar a possibilidade de mistura entre magmas de origem claramente distinta, i.e. com origem na pluma e do tipo MORB. Esta hipótese pode ser favorecida pelo carácter fracturado da crosta na região dos Açores (e.g. Lourenço, 1998) susceptível de induzir o transporte lateral de magma a distâncias na ordem de várias centenas de km (veja-se Elliot et al., 1999).

A identificação de anfíbola como fase residual coloca, de igual modo, alguns constrangimentos sobre a localização da fonte mantélica. De facto, ainda que a presença de anfíbola a profundidades compatíveis com a presença de granada e/ou espinela não se encontre excluída pelos dados experimentais (McKenzie & O’Nions, 1991), a temperatura admitida para a estabilidade da anfíbola no manto é inferior a 1200-1250 °C (Foley, 1991). Este valor situa-se abaixo da temperatura normalmente considerada para o manto superior convectivo (~1280 °C; McKenzie & Bickle, 1988) e é claramente inferior à temperatura potencial estimada para a generalidade das plumas mantélicas ( $\geq 1400$  °C; Putirka, 2005 e referências inclusas). Em conformidade, a presença de anfíbola na fonte é normalmente associada ao manto litosférico e a sua participação nos processos de magmatogénese reflecte a existência de interacções do tipo pluma-litosfera (Class & Goldstein, 1997).

---

## 8. Gases nobres

---

A discussão anterior, estabelecida com base na geoquímica elementar das lavas da ilha Terceira, permitiu relacionar a fonte mantélica com a ascensão de uma pluma com maior temperatura potencial do que a normalmente considerada para o manto convectivo. No entanto, a possibilidade de enraizar tal pluma em domínios profundos do manto encontra-se constringida pela composição isotópica dos magmas relativamente aos gases nobres.

Os gases nobres constituem o último grupo da tabela periódica de Mendeleev, sendo os seus átomos caracterizados por possuírem uma configuração electrónica estável, ou seja, com a orbital de valência totalmente ocupada por electrões. Desta forma, os gases nobres podem ser descritos como elementos quimicamente inertes e mono-atómicos. As características singulares destes elementos têm permitido a sua utilização em variados domínios, com notável relevo para a geoquímica. Refira-se como exemplo o desenvolvimento, a partir de meados do século XX, do método de geocronologia absoluta K-Ar (Wasserburg & Hayden, 1955) ou a sua variante  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  (Merrihue & Turner, 1966). Por outro lado, o reconhecimento de que a maioria do Ar residente na atmosfera é de origem radiogénica conduziu à interpretação de que a atmosfera poderia ter sido gerada a partir de um reservatório existente no interior da Terra sólida (e.g. Brown, 1952). Desde então, os gases nobres têm assumido um papel preponderante na avaliação e quantificação dos processos de desgaseificação da Terra sólida que ainda hoje se mantêm activos.

A concentração dos gases raros na atmosfera, bem como a abundância relativa dos seus isótopos, encontra-se expressa na tabela 8.1. Relativamente ao He, importa referir que a atmosfera é não conservativa (e.g. Wasserburg et al., 1963). Tal facto deve-se à massa do He não ser suficientemente elevada para que este elemento seja retido pela atracção do campo gravítico terrestre. Assim, o He que vai sendo transferido do interior da Terra para a atmosfera escapa-se sistematicamente para o espaço, com um tempo de residência na atmosfera na ordem de 1 Ma para o  $^4\text{He}$  e 0.5 Ma para o  $^3\text{He}$  (Ozima & Podosek, 2002). Esta “fuga” de He para o espaço é frequentemente descrita como um dos factores que promoveu a utilização dos gases nobres como ferramenta geoquímica no estudo dos processos endógenos. Com



efeito, a identificação de He juvenil resultante da desgaseificação do interior da Terra foi facilitada pelo baixo grau de contaminação atmosférica a que estavam sujeitas as amostras analisadas.

Isótopo	Razão isotópica	Abundância (% atômicas)
<sup>3</sup> He	$1.384 \times 10^{-6}$	0.00014
<sup>4</sup> He	=1	~100
<sup>20</sup> Ne	9.80	90.5
<sup>21</sup> Ne	0.029	0.268
<sup>22</sup> Ne	=1	9.23
<sup>36</sup> Ar	=1	0.3364
<sup>38</sup> Ar	0.188	0.0632
<sup>40</sup> Ar	295.5	99.6
<sup>78</sup> Kr	0.006087	0.347
<sup>80</sup> Kr	0.03960	2.257
<sup>82</sup> Kr	0.20217	11.52
<sup>83</sup> Kr	20.136	11.48
<sup>84</sup> Kr	=1	57.00
<sup>86</sup> Kr	0.30524	17.40
<sup>124</sup> Xe	0.02337	0.0951
<sup>126</sup> Xe	0.02180	0.0887
<sup>128</sup> Xe	0.4715	1.919
<sup>129</sup> Xe	6.496	26.44
<sup>130</sup> Xe	=1	4.070
<sup>131</sup> Xe	5.213	21.22
<sup>132</sup> Xe	6.607	26.89
<sup>134</sup> Xe	2.563	10.430
<sup>136</sup> Xe	2.176	8.857

**Tabela 8.1.** Abundâncias e composições isotópicas dos gases raros na atmosfera (adaptado de Ozima & Podosek, 2002).

O destaque que tem vindo a ser atribuído aos gases raros na caracterização das fontes mantélicas que alimentam a actividade vulcânica à superfície, resulta das diferentes razões isotópicas que têm sido reconhecidas para os basaltos extruídos nos vários ambientes geodinâmicos, nomeadamente: crista média, ilha oceânica e arco vulcânico (e.g. Graham, 2002; Hilton et al., 2002 e referências inclusas). De uma forma geral, tais razões permitem reconhecer a existência de um manto relativamente primitivo (ou seja, relativamente não desgaseificado) como fonte dos basaltos que constituem as ilhas oceânicas. No que respeita aos Açores, a utilização

desta ferramenta geoquímica adquire enorme relevância, uma vez que a origem do arquipélago tem sido fortemente debatida em virtude da proximidade da crista média aliada a um contexto geodinâmico complexo (ponto triplo).

Os gases nobres são também frequentemente designados por raros. Tal designação deve-se ao facto destes elementos serem pouco abundantes na Terra sólida como resultado dos processos que presidiram à sua diferenciação. Ao contrário dos outros elementos, maioritariamente incorporados em fases sólidas, os gases nobres foram eficazmente fraccionados para uma fase gasosa que viria a condensar nas estrelas que residem no cosmos. Assim e relativamente à Terra, os gases nobres devem ser considerados como elementos traço. Tomando como exemplo os Açores e os dados recolhidos neste trabalho, as maiores concentrações de He e Ne obtidas foram na ordem dos  $10^{-8}$  e  $10^{-10}$  cm<sup>3</sup>STP/g<sup>36</sup>, ou seja, 0.002 e 0.00009 ppb respectivamente. A distribuição dos gases nobres entre as fases minerais que constituem o manto terrestre e os líquidos magmáticos gerados por fusão parcial dessas mesmas fases pode então ser descrita pelo coeficiente de partição já apresentado anteriormente (equação 7.2.):

$$D_M^{\text{min/ liq}} = \frac{C_M^{\text{min}}}{C_M^{\text{liq}}}$$

Os dados experimentais relativos à determinação dos coeficientes de distribuição são relativamente escassos e os resultados variam consoante os autores, mas a maior parte dos trabalhos atribuem um comportamento fortemente incompatível aos gases nobres, em particular He e Ne (Carrol & Draper, 1994 e referências inclusas).

Como referido anteriormente, os gases nobres analisados neste trabalho dizem respeito ao He e ao Ne, este último pela primeira vez obtido em amostras das ilhas Açorianas. Com o intuito de facilitar a compreensão dos resultados e a discussão que deles emerge, as linhas seguintes serão ocupadas por uma resenha introdutória sobre o seu comportamento geoquímico e sistemática.

<sup>36</sup> 1 STP cm<sup>3</sup> = 1 cm<sup>3</sup> de gás à pressão de 1 atm e temperatura de 273.15 °K. A vantagem em expressar a quantidade dos gases nobres em cm<sup>3</sup> STP resulta do facto desta unidade ser proporcional ao número de átomos, os quais são medidos directamente nos espectrómetros de massa (1 cm<sup>3</sup> STP = 2.6868 x 10<sup>19</sup> átomos).

## 8.1. Hélio

O He ocorre sob a forma de dois isótopos estáveis com número de massa 3 e 4. O  $^3\text{He}$  que existe no interior da Terra foi adquirido fundamentalmente durante as fases precoces de nucleossíntese, sendo por isso considerado como um componente primordial. O  $^4\text{He}$  resulta do decaimento radioactivo das séries do U e Th a partir da emissão de partículas  $\alpha$  (Tabela 8.2). O  $^4\text{He}$  é então designado por radiogénico e, para um determinado reservatório terrestre, a sua concentração depende das concentrações iniciais de U e Th.

O He é ainda produzido por reacções estabelecidas entre a radiação cósmica e os átomos dos elementos que constituem a atmosfera, bem como os minerais e as rochas que afloram à superfície. Tais reacções resultam da incidência da radiação cósmica com energia suficiente para fragmentar o núcleo de elementos alvo<sup>37</sup>, favorecendo a emissão secundária de prótons, neutrões e partículas  $\alpha$  com a consequente formação de núcleos mais leves (e.g. Gosse & Phillips, 2001). Ainda que a produção de  $^3\text{He}$  de origem cosmogénica seja negligenciável à escala dos grandes reservatórios terrestres, a sua concentração nas rochas e/ou minerais expostos à superfície é, por vezes, suficiente para alterar a assinatura isotópica primária.

Sistema		$\lambda$ (ano <sup>-1</sup> )	$T_{1/2}$ (ano)
U/He	$^{238}\text{U} \rightarrow \dots \rightarrow ^{206}\text{Pb} + 8^4\text{He}$	$\lambda_\alpha = 1.55125 \times 10^{-10}$	$4.468 \times 10^9$
U/He	$^{235}\text{U} \rightarrow \dots \rightarrow ^{207}\text{Pb} + 7^4\text{He}$	$\lambda_\alpha = 9.8485 \times 10^{-10}$	$0.704 \times 10^9$
Th/He	$^{232}\text{Th} \rightarrow \dots \rightarrow ^{208}\text{Pb} + 6^4\text{He}$	$\lambda_\alpha = 4.9475 \times 10^{-11}$	$14.01 \times 10^9$

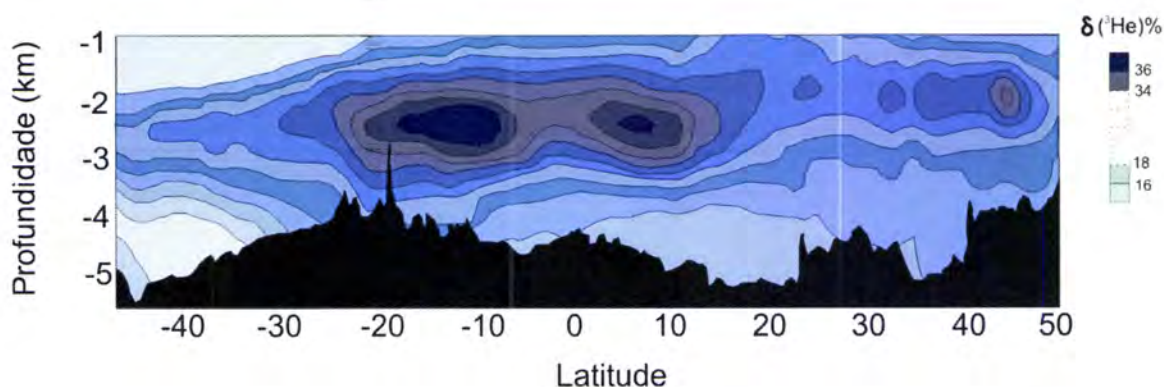
**Tabela 8.2.** Sistemas radioactivos envolvidos na produção de He radiogénico.  $\lambda$  - constante de decaimento radioactivo;  $T_{1/2}$  - tempo de meia vida. Os parâmetros relativos aos sistemas U/He e Th/He correspondem aos recomendados por Steiger & Jäger (1977).

O interesse dos isótopos de He na caracterização das fontes e processos mantélicos eclodiu no final da década de 60 (e.g. Clarke, 1969) com a descoberta de anomalias positivas na razão isotópica  $^3\text{He}/^4\text{He}$  em águas profundas do oceano pacífico reativamente à mesma razão medida na atmosfera (Fig. 8.1). Com efeito, e

<sup>37</sup> Este processo é normalmente conhecido na literatura científica por *spallation* (do inglês *spall*, ou seja, fragmentar).



contrariamente à expectativa de encontrar anomalias negativas como resultado do decaimento radioativo das séries de U e Th a partir dos sedimentos, tais anomalias deveriam testemunhar o fluxo de voláteis a partir da Terra sólida. Posteriormente, a análise de basaltos dos fundos oceânicos vieram a confirmar aquela suposição, tendo-se obtido razões isotópicas  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$  várias vezes superiores à razão atmosférica ( $R_a = 1.384 \times 10^{-6}$ , vide Tabela 8.1).



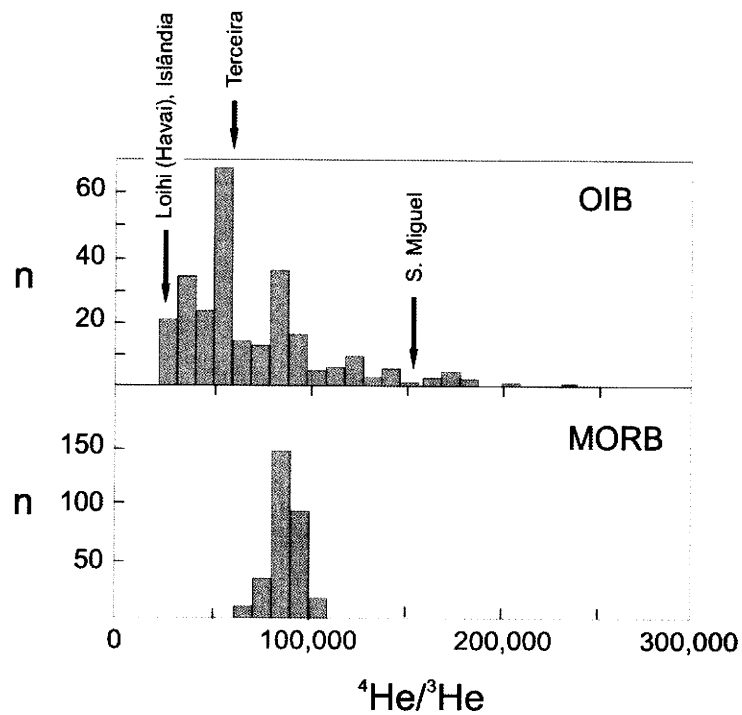
**Fig. 8.1.** Seção do oceano Pacífico ao longo da crista média entre as latitudes 50° N e 40° S (Adaptado de Lupton, 1998). As isolinhas dizem respeito às razões isotópicas  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$  da água do mar normalizadas relativamente à razão atmosférica e expressas através da notação  $\delta^{38}$ .

Importa referir que numa boa parte da bibliografia relativa aos gases nobres e ao He em particular, a razão isotópica  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$  continua a ser apresentada através de valores normalizados relativamente a  $R_a$ . Existem, contudo, alguns autores de trabalhos de referência (e.g. Moreira, Allègre, Sarda, Staudacher) que preferem descrever as razões isotópicas de He a partir da razão  ${}^4\text{He}/{}^3\text{He}$ , invocando um princípio comum a outros sistemas isotópicos (nomeadamente de Sr, Nd e Pb) ou seja: o isótopo radiogénico como numerador e o isótopo primordial como denominador.

A partir da década de 80, a aquisição sistemática de razões isotópicas de He tem demonstrado a existência de assinaturas significativamente distintas entre os basaltos amostrados ao longo das cristas médias oceânicas e aqueles amostrados nas ilhas oceânicas (Fig. 8.2) (e.g. Allègre et al., 1995; Farley & Neroda, 1998 e referências inclusas). Assim, os basaltos das cristas médias oceânicas, normalmente

$${}^{38}\delta^3\text{He} = \left[ \frac{({}^3\text{He}/{}^4\text{He})_{\text{obs}}}{({}^3\text{He}/{}^4\text{He})_{\text{atm}}} - 1 \right] \times 100\%$$

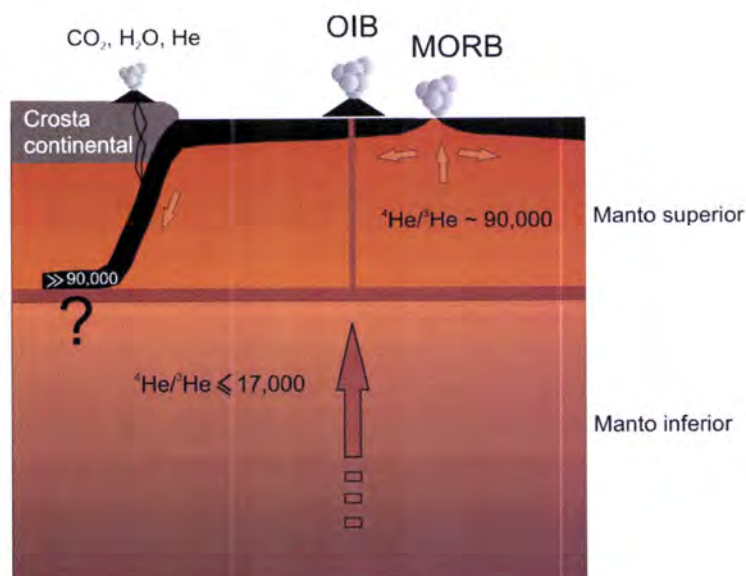
considerados como magmas gerados a partir da fusão parcial do manto superior, apresentam uma pequena variação nas razões isotópicas  $^4\text{He}/^3\text{He}$  que pode ser enquadrada num valor médio entre 85000 a 90000 ( $R/R_a = 8$  a  $8.5$ ). Uma variação bem mais significativa pode ser observada para os basaltos amostrados nas ilhas oceânicas, mas a existência de valores tão baixos como 22500 ( $R/R_a \sim 32$ ) e 17000 ( $R/R_a \sim 43$ ) obtidos para o Havai (Loihi) e Islândia, respectivamente, são interpretados como reflectindo o contributo de uma fonte mantélica mais primitiva e enriquecida em He primordial, normalmente associada ao manto inferior (Kurz et al., 1982, 1983; Hilton et al., 1999; Breddam & Kurz, 2001; Moreira et al., 2001; Stuart et al., 2003). Esta interpretação é igualmente suportada por dados de natureza geofísica, os quais relacionam a actividade vulcânica nestes locais com a existência de plumas mantélicas de origem profunda e enraizadas no manto inferior (Ji & Nataf, 1998; Bijwaard & Spakman, 1999; Montagner & Ritsema, 2001).



**Fig. 8.2.** Histograma das razões isotópicas obtidas em basaltos do tipo MORB e OIB (adaptado de Moreira, 1997). Os valores da razão  $^4\text{He}/^3\text{He}$  que serviram para localizar a ilha Terceira e de S. Miguel no diagrama foram obtidos por Moreira et al. (1999).

O contraste que se observa entre as razões isotópicas de He obtidas para os MORB e para os OIB conduziu à formulação de um modelo já apresentado anteriormente (vide ponto 3.2. e Fig. 3.4) que considera a existência de um manto estratificado em dois níveis distintos (Allègre et al., 1986/87): um manto superior fortemente

convectivo e empobrecido em voláteis (bem como em outros elementos incompatíveis) e um manto inferior que constitui um reservatório mais primitivo de onde são extraídas as plumas associadas à formação das ilhas oceânicas (Fig. 8.3).



**Fig. 8.3.** Modelo de manto estratificado de acordo com as razões isotópicas de He obtidas para os basaltos do tipo MORB e OIB.

### 8.1.1. O paradoxo do He

Dois problemas relacionados com o modelo de manto estratificado referido anteriormente, têm fomentado o debate em torno da sua viabilidade. O primeiro diz respeito aos modelos de tomografia sísmica que consideram a existência de um sistema de convecção único extensível a todo o manto (van der Hilst et al., 1997; Bijwaard & Spakman, 1999; Ritsema et al., 1999), os quais foram já alvo de discussão no ponto 3.2.. O segundo relaciona-se com o facto das concentrações de He obtidas para os basaltos associados aos OIB serem por vezes inferiores às concentrações obtidas para os basaltos do tipo MORB ( $^4\text{He}$  entre  $\sim 10^{-7}$  e  $2.5 \times 10^{-5}$   $\text{cm}^3\text{STP/g}$  no primeiro caso e entre  $10^{-7}$  e  $10^{-4}$   $\text{cm}^3\text{STP/g}$  nos MORB; Sarda & Graham, 1990; Kurz et al., 1983; Valbracht et al., 1997; Moreira et al., 1995; Sarda et al., 2000; Staudacher et al., 1986). Com efeito, esta observação contraria a ideia de um manto superior mais empobrecido em voláteis, passando a constituir aquilo que seria designado por Anderson (1998) como o “paradoxo do He”.



---

Anderson (1998) considera a hipótese do manto ter sido extensivamente desgaseificado como resultado da libertação de energia de acreção do planeta, pelo que as baixas razões  $^4\text{He}/^3\text{He}$  (e.g. Loihi, Islândia) seriam apenas preservadas em reservatórios com baixas concentrações de U e Th. Importa, contudo, esclarecer que esta hipótese é contrariada pelos dados de natureza litogeoquímica, uma vez que os basaltos associados aos OIB apresentam maiores concentrações de U e Th. Atendendo a que o He é normalmente considerado um elemento mais incompatível do que o U ou o Th, a produção de  $^4\text{He}$  integrada no tempo será maior na fonte dos OIB do que na fonte dos MORB. As baixas razões  $^4\text{He}/^3\text{He}$  que caracterizam a maioria dos OIB devem, assim, ser interpretadas como testemunho da maior abundância de  $^3\text{He}$  primordial na fonte, em conformidade com o previsto pelo modelo de manto estratificado.

De acordo com Hilton et al. (1997), o paradoxo do He relaciona-se com a ideia de que os magmas associados às plumas mantélicas sofrem processos de desgaseificação mais intensos como resultado da sua interacção com a litosfera. Assim, as lavas que resultam da erupção desses magmas retêm uma menor fracção do conteúdo inicial de voláteis do que os MORB. Alternativamente, Honda e Patterson (1999) pretendem explicar a maior concentração de He atribuída aos MORB com base nos processos de formação de crosta oceânica que ocorrem ao longo das cristas médias; neste caso, a cristalização dos magmas que constituem os níveis mais profundos da crosta oceânica seria susceptível de gerar líquidos residuais enriquecidos em voláteis que seriam extruídos juntamente com as lavas que constituem os MORB.

Outras hipóteses para a explicação daquele paradoxo foram ainda formuladas por Albarède (1998) e Moreira & Sarda (2000). O primeiro autor considera que a menor concentração de He nos OIB é devida ao efeito de diluição provocado pela subducção de litosfera oceânica empobrecida em U, Th e em voláteis. Por seu turno, Moreira & Sarda (2000) sugerem que a solução do problema pode radicar nos resultados experimentais de Chamorro-Pérez et al. (1998) que mostraram que o Ar é insolúvel nos magmas produzidos a alta pressão (acima de 4-5 GPa). Assim, os magmas provenientes da fusão parcial das plumas mantélicas poderiam estar empobrecidos em gases nobres relativamente aos magmas do tipo MORB gerados a menor profundidade.

## 8.2. Néon

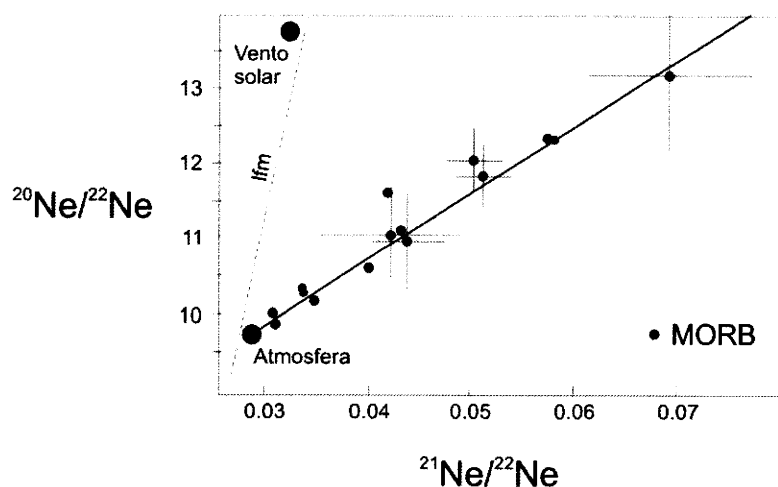
O Ne ocorre sob a forma de três isótopos estáveis de massa 20, 21 e 22. Relativamente ao manto terrestre, os isótopos  $^{20}\text{Ne}$  e  $^{22}\text{Ne}$  são normalmente considerados como componentes primordiais. Ao invés, o  $^{21}\text{Ne}$  é descrito como nucleogénico<sup>39</sup>, estando a sua produção associada à existência de reacções nucleares do tipo  $^{18}\text{O}(\alpha, n)^{21}\text{Ne}$  e  $^{24}\text{Mg}(n, \alpha)^{21}\text{Ne}$  (Wetherill, 1954). O  $^{21}\text{Ne}$  relaciona-se directamente com a produção de  $^4\text{He}$  radiogénico, uma vez que o núcleo deste isótopo corresponde a uma partícula  $\alpha$ . À semelhança do referido para o He, os três isótopos de Ne podem também ser de origem cosmogénica, sendo formados a partir de reacções nucleares promovidas pela interacção dos raios cósmicos com os núcleos de Na, Mg, Al e Si presentes nos materiais geológicos expostos à superfície (e.g. Niedermann, 2002 e referências inclusas).

A utilização de isótopos de Ne na caracterização dos diferentes componentes mantélicos é dificultada pela possibilidade de ocorrer contaminação atmosférica, a qual pode mascarar totalmente a assinatura isotópica primária. Tal possibilidade reside no facto da atmosfera possuir razões isotópicas de Ne significativamente diferentes das consideradas para o manto. De acordo com Moreira & Allègre (1998), esta diferença resultou do escape dinâmico da atmosfera primitiva (essencialmente constituída por hidrogénio) durante a fase de intensa actividade solar conhecida como *T-Tauri* (Hunten et al., 1987; Pepin, 1991). De acordo com este modelo, o escape do hidrogénio e de outros gases (como o Ne) promoveu a fraccionação isotópica dos elementos mais leves, exercendo particular influência na razão isotópica  $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$  da atmosfera que terá sido substancialmente reduzida.

Em 1976, Craig & Lupton defenderam, pela primeira vez, a existência de excessos de  $^{20}\text{Ne}$  e  $^{21}\text{Ne}$  (relativamente à composição isotópica da atmosfera) para alguns basaltos e gases expelidos a partir do vulcão Kilauea (Havai). No entanto, a existência, no manto, de razões isotópicas  $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$  e  $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$  significativamente superiores às razões atmosféricas só viria a ser definitivamente aceite a partir do trabalho de Sarda et al. (1988) em basaltos do tipo MORB. Num diagrama  $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$

<sup>39</sup> Em rigor, os isótopos  $^{20}\text{Ne}$  e  $^{22}\text{Ne}$  são também produzidos por reacções nucleares do tipo  $^{17}\text{O}(\alpha, n)^{20}\text{Ne}$ ;  $^{25}\text{Mg}(n, \alpha)^{22}\text{Ne}$ ;  $^{19}\text{F}(n, \gamma)^{20}\text{F} \rightarrow \beta^- \rightarrow ^{20}\text{Ne}$ ;  $^{19}\text{F}(\alpha, n)^{22}\text{Na} \rightarrow \beta^- \rightarrow ^{22}\text{Ne}$ . No entanto, a pequena taxa de produção destes isótopos no manto permite considerá-los como primordiais.

versus  $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$  (frequentemente designado pelo diagrama dos três isótopos de Ne, Fig. 8.4), estes autores demonstraram que as amostras analisadas mostravam uma correlação linear que se estendia desde os valores atmosféricos até razões  $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$  e  $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$  de 13.2 (próximo da razão solar 13.8) e 0.07 respectivamente. Tal correlação foi interpretada como resultado de um processo de mistura entre a componente volátil daqueles MORB (com  $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} > 13.2$  e  $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} > 0.07$ ) e um componente atmosférico ( $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} = 9.8$  e  $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} = 0.029$ ).

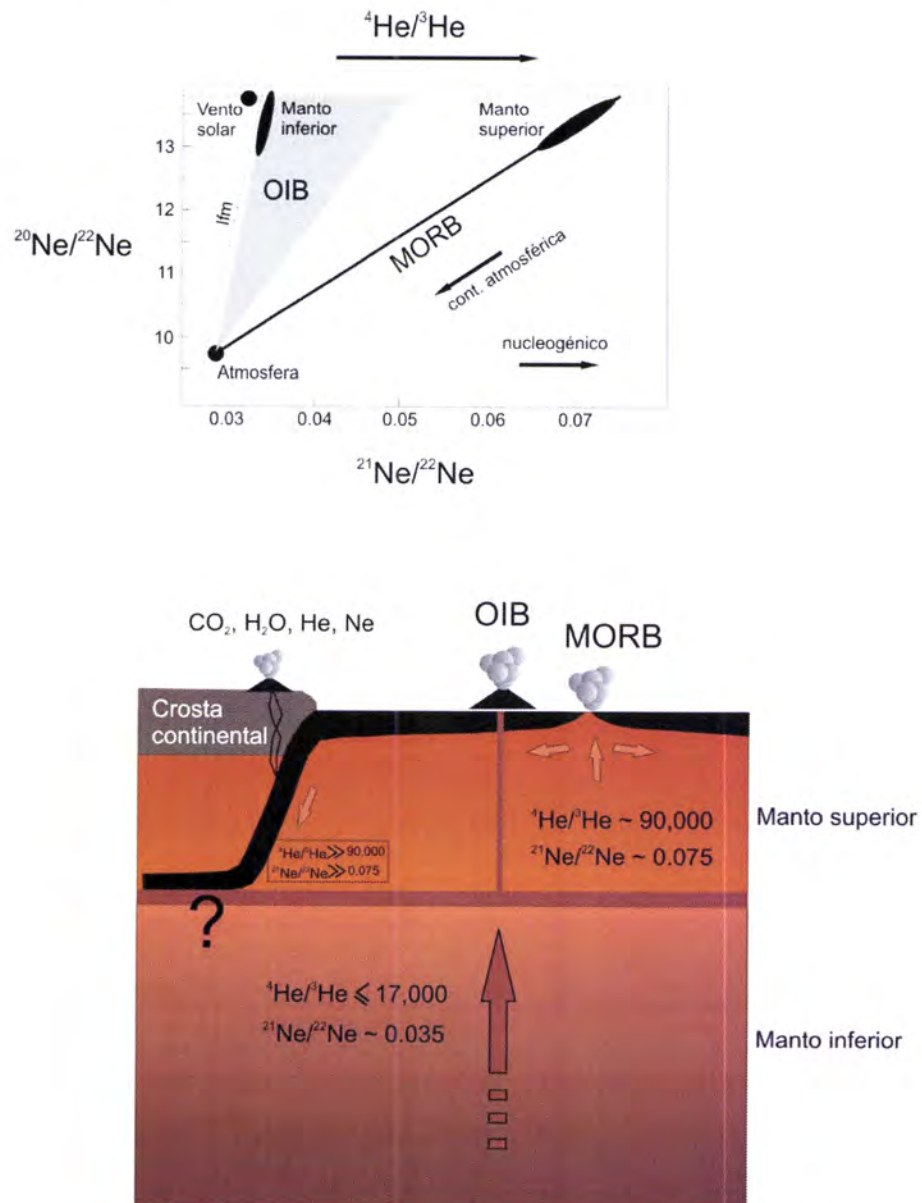


**Fig. 8.4.** Diagrama dos três isótopos de Ne, com a projecção dos resultados obtidos por Sarda et al. (1988). lfm – linha de fraccionação de massa (*Rayleigh distillation*). Esta linha permite relacionar a assinatura isotópica da atmosfera com a do manto primitivo (interpretada a partir do vento solar) através do empobrecimento relativo dos isótopos mais leves.

Em 1991, Honda et al. analisaram vidros vulcânicos provenientes do monte submarino Loihi (Havai), dando igualmente a conhecer a existência de excessos nas razões isotópicas de Ne. Para a razão  $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$  encontraram um valor próximo do anterior ( $\sim 12$ ) que contrastava com um valor significativamente mais baixo obtido para a razão isotópica  $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$  ( $\sim 0.032$ ). O mesmo tipo de relação foi também encontrado para outras ilhas oceânicas (e.g. Reunião, Staudacher et al., 1990; Samoa, Poreda & Farley, 1992; Islândia, Harrison et al., 1999, Dixon et al., 2000; Moreira et al., 2001), sendo estes resultados compatíveis com o modelo de manto estratificado interpretado a partir dos isótopos de He (Fig. 8.5). O manto inferior constitui, assim, um reservatório mais primitivo caracterizado por maiores abundâncias dos isótopos primordiais e menores razões  $^4\text{He}/^3\text{He}$  e  $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ , enquanto que o manto superior, empobrecido em voláteis relativamente ao U e Th, adquire uma assinatura isotópica enriquecida em  $^4\text{He}$  radiogénico e  $^{21}\text{Ne}$ .



nucleogénico. Acresce referir que os valores máximo e mínimo reportados até ao momento para as razões  $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$  e  $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$  (13.75 e 0.035 respectivamente, obtidos em basaltos da Islândia com razões  $^4\text{He}/^3\text{He}$  inferiores a 50000 ou 14.5 Ra; Harrison et al., 1999; Moreira et al., 2001) permitem atribuir, definitivamente, uma assinatura isotópica do tipo solar ao manto primitivo.



**Fig. 8.5.** Razões isotópicas de He e Ne atribuídas ao manto superior e inferior com base nos resultados obtidos através da análise de basaltos oceânicos (MORB e OIB) (adaptado de Moreira & Allègre, 1998). No diagrama dos três isótopos de Ne, as elipses expressam a incerteza relativamente à razão  $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$  do manto. A convergência das rectas de correlação, obtidas para basaltos do tipo MORB e OIB, em direcção ao pólo representado pela atmosfera reflectem a ocorrência de contaminação atmosférica aquando da ascensão e erupção dos magmas à superfície (fundamentalmente por interacção com a água do mar ou crosta oceânica alterada).

---

Importa sublinhar, contudo, que os dados compilados relativamente a outros sistemas isotópicos (nomeadamente Sr, Nd e Pb; Jacobsen & Wasserburg, 1979; De Paolo, 1980; O'Nions et al., 1979) apontam para uma maior complexidade deste modelo, a qual passa por considerar a existência de outros componentes mantélicos associados à subducção e reciclagem de crosta oceânica e rochas sedimentares já referidos anteriormente: HIMU, EMI e EMII<sup>40</sup>. Estes componentes devem, contudo, reter pequenas concentrações de gases nobres, já que estes são eficazmente transferidos para a atmosfera através do vulcanismo associado às zonas de subducção (Fig. 8.5) (Staudacher & Allègre, 1988; Moreira et al., 2003). Assim, ainda que os componentes HIMU e EM constituam resíduos enriquecidos em U e Th relativamente aos gases nobres, as análises realizadas até ao momento para basaltos com assinatura HIMU revelaram razões isotópicas de He apenas ligeiramente mais radiogénicas do que as obtidas para os MORB ( $^4\text{He}/^3\text{He} \sim 120500$ ; R/Ra  $\sim 6$ ; Barford et al., 1999; Hanyu et al., 1999; Moreira et al., 2001).

No diagrama dos três isótopos de Ne da Fig. 8.5, as elipses representadas expressam a incerteza que existe relativamente à razão isotópica  $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$  característica do manto. Alguns autores (e.g. Tieloff e tal., 2000, 2002; Ozima & Igarashi, 2000) consideram que esta deve ser considerada igual a 12.5, à semelhança do valor estimado para a componente Ne-B encontrada em alguns meteoritos e adquirida através da irradiação do vento solar, bem como de partículas energéticas emitidas pelo sol. Outros, porém, consideram que a composição isotópica da Terra deve ter resultado da captura, por acção da gravidade, da atmosfera primitiva normalmente designada por nébula solar (Mizuno et al., 1980) pelo que a razão  $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$  do manto deve ser considerada igual à do vento solar - 13.8 - de acordo com o valor de 13.75 obtido em basaltos da Islândia (Harrison et al., 1999). Não obstante o debate que permanece na comunidade científica sobre este assunto, no decorrer do presente trabalho será considerada, para o manto, uma razão isotópica  $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$  igual a 13.8.

---

<sup>40</sup> De acordo com o modelo de manto estratificado, o manto superior e inferior correspondem fundamentalmente aos componentes DMM (Zindler & Hart, 1986) e FOZO (Hart et al., 1992) ou PHEM (Farley et al., 1992) respectivamente.

## 9. Os gases nobres (He e Ne) nas lavas da ilha Terceira

---

Até à data da publicação dos dados que se apresentam neste trabalho (Madureira et al., 2005b) a informação relativa aos gases nobres publicada para as ilhas do arquipélago dos Açores dizia respeito apenas ao He (Moreira et al., 1999). De acordo com estes últimos autores, os basaltos das ilhas analisadas mostravam assinaturas isotópicas quer mais radiogénicas quer mais primitivas do que as normalmente verificadas para os basaltos do tipo MORB ( $^4\text{He}/^3\text{He}$  entre 80000 e 100000;  $^3\text{He}/^4\text{He} = 8 \pm 1 \text{ Ra}$ ). As razões isotópicas mais elevadas ( $^4\text{He}/^3\text{He} = 140000$ ;  $^3\text{He}/^4\text{He} < 5.1 \text{ Ra}$ ) foram obtidas em amostras provenientes da ilha de S. Miguel (associadas, fundamentalmente, aos sistemas vulcânicos reconhecidos na parte leste da ilha), enquanto que os valores mais primitivos ( $^4\text{He}/^3\text{He} = 64000$ ;  $^3\text{He}/^4\text{He} = 11.3 \text{ Ra}$ ) eram relativos a amostras da ilha Terceira.

Ainda que algumas das razões isotópicas obtidas para a ilha Terceira pudessem ser sugestivas do envolvimento de um componente de manto primitivo nos processos de magmatogénese (associada à ascensão de uma pluma mantélica), a maior parte dos valores encontravam-se ainda dentro do intervalo de variação encontrado para os MORB (vide Fig. 8.2). Este facto não é de todo negligenciável face à relação próxima que existe entre o *plateau* vulcânico dos Açores e a crista média Atlântica. No caso da ilha Terceira este aspecto assume ainda particular importância dado o possível desenvolvimento de uma crista de expansão oceânica interpretada a partir do sistema vulcânico Fissural (Krause & Watkins, 1970; Vogt & Jung, 2004; Lourenço, em prep.).

Atendendo a que, em ambientes geodinâmicos caracterizados por uma interacção do tipo crista-pluma, tem sido sugerido que os dados isotópicos de He são por vezes insuficientes para identificar o envolvimento da componente pluma (Niedermann et al., 1997; Moreira & Allègre, 1998; Moreira et al., 2001; Dixon, 2003; Hopp et al., 2004; Kurz et al., 2005), optou-se por estender a base de dados da ilha Terceira através da realização de novas análises isotópicas quer de He quer de Ne.



---

## 9.1. Técnicas analíticas

A extracção dos gases nobres a partir das rochas vulcânicas e/ou minerais nelas incluídos, pode ser realizada através do esmagamento das amostras ou, alternativamente, aquecendo-as até que se atinja o seu ponto de fusão. Os resultados experimentais têm vindo a demonstrar que as razões isotópicas, bem como as concentrações dos gases extraídos por cada um dos métodos (esmagamento e fusão) são claramente distintas (e.g. Hilton et al., 1993; Marty & Zimmermann, 1999; Scarsi, 2000). Com efeito, os gases extraídos por esmagamento são oriundos fundamentalmente das inclusões fluidas e/ou de *melt* retidas no interior das fases minerais ou das vesículas aprisionadas nos vidros vulcânicos. Por seu turno, o processo de fusão promove a extracção total dos gases, incluindo aqueles que se encontram alojados na rede cristalina dos minerais ou na matriz dos vidros vulcânicos, as quais tendem a reter preferencialmente as componentes radiogénica/nucleogénica e cosmogénica dos gases formados após a erupção.

Os gases extraídos por esmagamento são, assim, susceptíveis de preservar a assinatura isotópica dos líquidos magmáticos e, no caso de se tratarem de magmas pouco evoluídos, da fonte mantélica que lhes deu origem. A fusão das amostras em “pó” resultante do processo de esmagamento permite caracterizar as componentes radiogénica/nucleogénica e cosmogénica. Em materiais caracterizados por baixas concentrações de U e Th, a aplicação de tal método permite analisar a componente de  $^3\text{He}$  cosmogénica permitindo, por vezes, estabelecer considerações sobre o seu tempo de exposição à superfície.

Os dois métodos anteriores foram utilizados em amostras colhidas na ilha Terceira, tendo em vista dois objectivos principais: o primeiro consiste na caracterização da assinatura isotópica dos magmas que deram origem às rochas lávicas associadas aos sistemas vulcânicos Fissural e de Santa Bárbara; o segundo encontra-se relacionado com a tentativa de datar algumas das lavas basálticas definidas por Zbyszewski et al. (1971) como apresentando um “*aspecto extremamente moderno*”.

As análises isotópicas foram realizadas no *Institut de Physique du Globe de Paris* (IPGP) a partir do espectrómetro de massa ARESIBO I<sup>41</sup> e sob a orientação do Prof. Doutor Manuel Moreira. A descrição do aparelho, bem como dos procedimentos envolvidos na obtenção das análises isotópicas encontram-se, de uma forma geral, resumidos no anexo III. Relativamente ao primeiro objectivo, importa ainda referir que cinco das amostras foram também analisadas para o He no *Woods Hole Oceanographic Institution* (WHOI) pelo Professor Mark Kurz<sup>42</sup>, permitindo estabelecer uma comparação entre os resultados analíticos obtidos nos dois laboratórios.

## 9.2. Assinatura isotópica dos líquidos magmáticos

A ausência de amostras colhidas no fundo do mar submetidas a uma pressão hidrostática susceptível de reter a maior parte do conteúdo volátil das lavas que constituem a base imersa da ilha Terceira, levou a que os gases nobres fossem extraídos a partir de inclusões de *melt* armazenadas fundamentalmente no interior de fenocristais de olivina. A utilização de fenocristais de olivina é privilegiada pelo facto desta constituir uma fase *liquidus* em magmas de composição basáltica. De resto, este pressuposto é também comprovado pela análise petrográfica das lavas associadas ao sistema vulcânico Fissural (vide capítulo 6.). Assim, e atendendo ao carácter fortemente incompatível atribuído aos gases nobres leves (Kurz, 1993; Marty & Lussiez, 1993), a composição isotópica das inclusões de *melt* retidas no interior dos fenocristais de olivina devem reflectir uma assinatura mais próxima da fonte mantélica.

Importa salientar, contudo, que a cristalização de fenocristais de clinopiroxena parece também ter ocorrido numa fase precoce de evolução dos líquidos magmáticos materializados pelas lavas amostradas. No entanto, a assinatura mantélica interpretada a partir das inclusões de *melt* aprisionadas na clinopiroxena pode ser mascarada pelo facto desta fase mineral possuir concentrações mais elevadas de U e Th (promovendo a produção *in situ* das componentes radiogénica e

<sup>41</sup> A designação de ARESIBO tem origem nas iniciais das pessoas envolvidas na sua concepção: Allègre, REynolds, SInger e Baur.

<sup>42</sup> O procedimento analítico pode ser encontrado em Kurz et al., 1996. A média dos "brancos" obtidos para o <sup>4</sup>He foi próxima de  $9 \times 10^{-11}$  cm<sup>3</sup>STP/g, representado entre 2 e 10% do sinal de He obtido nas amostras.



---

nucleogénica de  $^4\text{He}$  e  $^{21}\text{Ne}$ ; e.g. Wood et al., 1999) quando comparadas com a olivina. Não obstante, para a amostra PMT-24 associada ao sistema vulcânico Fissural e caracterizada pela abundância de cristais de clinopiroxena de dimensão apreciável (por vezes superiores a 1 cm) e valores de Mg# próximos de 90 (vide ponto 7.6.1.), foi também analisada uma fracção desta fase mineral.

As várias etapas de tratamento das amostras que precederam a obtenção das análises isotópicas a partir de concentrados minerais encontram-se descritas no anexo IV. A maioria dos concentrados minerais analisados era constituída por cristais de cor verde amarelada, com diâmetro entre 1 e 2 mm. De uma forma geral, o seu esmagamento revelou-se eficaz para um número de pancadas entre 150 e 220, dando origem a um conjunto de grãos de diâmetro normalmente inferior a 0.05 mm.

### 9.2.1. He

Os resultados obtidos para o He (no laboratório de Paris) encontram-se expostos na tabela 9.1. As concentrações de  $^4\text{He}$  variam entre 2.9 e  $63 \times 10^{-9} \text{ cm}^3\text{STP/g}$  e as razões isotópicas mostram uma variação desde os valores típicos considerados para os MORB (e.g. amostra PMT-74A,  $^4\text{He}/^3\text{He} = 83050 \pm 3820$ ;  $R/Ra = 8.7 \pm 0.4$ ) até valores mais primitivos da razão  $^4\text{He}/^3\text{He}$  que atinge um valor mínimo de  $48820 \pm 3630$  na amostra PMT-72 ( $R/Ra = 14.8 \pm 1.1$ ). Importa notar que estas duas amostras fazem parte da mesma sequência de escoadas amostradas a SW da povoação de Santa Bárbara (vide Estampa 4) que podem ser relacionadas por processos de evolução magmática. No entanto, a determinação da razão isotópica inerente a estes magmas é dificultada pelo facto da maior parte dos fenocristais de olivina imersos nas lavas associadas ao sistema vulcânico de Santa Bárbara encontrarem-se em desequilíbrio com a composição expressa pela análise de rocha total (Fig. 7.35, ponto 7.6.1.). Por outro lado, o estudo efectuado com base na geoquímica elementar sugere, para o sistema vulcânico de Santa Bárbara, a existência de uma câmara magmática evoluída situada na transição crosta-manto (vide ponto 7.6.3.). Assim, é provável que esta situação favoreça uma maior interacção dos magmas com a crosta e/ou manto litosférico oceânico, possibilitando a incorporação de xenocristais no líquido magmático. Esta hipótese permitiria explicar a razão isotópica do tipo MORB encontrada para a amostra PMT-74, a qual



corresponde à lava de composição mais evoluída que constitui o topo da sequência amostrada.

No que diz respeito à amostra PMT-72, a razão  $^4\text{He}/^3\text{He}$  obtida é significativamente mais baixa do que o valor mais primitivo alcançado por Moreira et al. (1999) para a ilha Terceira e pode estar relacionada com a actividade da pluma mantélica interpretada para os Açores. De resto, a contribuição desta última para os magmas associados aos sistemas vulcânicos Fissural e de Santa Bárbara é também sugerida pelo predomínio de valores da razão  $^4\text{He}/^3\text{He}$  inferiores a 80000.

A análise da tabela 9.1 permite evidenciar a existência de alguma variação nas razões isotópicas de He obtidas para concentrados minerais provenientes de uma mesma escoada ou amostra de mão. Tal variação encontra-se frequentemente associada a diferentes características petrográficas dos cristais de olivina analisados (nomeadamente no que diz respeito à cor<sup>43</sup>, dimensão e forma) cuja origem deverá ser alvo, no futuro, de um estudo sistemático e aprofundado. Importa notar, porém, que a individualização de diferentes famílias de cristais a partir da mesma amostra conduziu, por vezes, à redução do peso dos concentrados analisados e ao conseqüente aumento do erro analítico, o qual poderá justificar algumas das diferenças observadas (compare-se, por exemplo, os resultados obtidos para os vários concentrados extraídos da amostra PMT-101).

Para o único concentrado de clinopiroxena analisado (amostra PMT-24), obteve-se uma razão isotópica  $^4\text{He}/^3\text{He}$  mais radiogénica do que para a maioria dos concentrados de olivina provenientes da mesma amostra. Como referido anteriormente (Fig. 7.36, vide ponto 7.6.1.), estes cristais de clinopiroxena são caracterizados por possuírem os maiores valores de Mg# (~90) determinados para as lavas da ilha Terceira. A ausência de equilíbrio com a composição do líquido magmático expressa pela análise de rocha total da lava hospedeira, não permite excluir a hipótese daquelas piroxenas corresponderem a xenocristais. No entanto, se for assumido o crescimento da clinopiroxena a partir de um líquido magmático com uma razão  $^4\text{He}/^3\text{He}$  inicial igual a 68814 ( $R/R_a = 10.5$ , a qual corresponde ao resultado de maior precisão conseguido para a amostra PMT-24), o valor obtido

<sup>43</sup> Para a amostra PMT-101, análises preliminares de microsonda electrónica permitiram reconhecer para as olivinas de cor verde claro uma composição mais magnesiana (~89% Fo) do que a obtida para as olivinas de cor castanha (~75% Fo).

pode eventualmente testemunhar a implantação de  $^4\text{He}$  radiogénico a partir do decaimento radioactivo de U e Th, de acordo com a expressão:

$$\left[ \frac{^4\text{He}}{^3\text{He}} \right]_t = \left[ \frac{^4\text{He}}{^3\text{He}} \right]_0 + 2.8 * 10^{-8} \left\{ 4.35 + \frac{\text{Th}}{\text{U}} \right\} \left[ \frac{\text{U}}{^3\text{He}} \right] * t \quad (9.1)$$

correspondendo  $t$  ao tempo em Ma, [U] à concentração em U em ppm e [ $^3\text{He}$ ] à concentração em  $\text{cm}^3\text{STP/g}$ .

As concentrações de U e Th nos cristais de clinopiroxena, bem como nas inclusões fluidas e/ou de *melt* por eles aprisionadas, permanecem por analisar. No entanto, se for considerada, para a clinopiroxena, uma concentração de U de 0.044 ppm e uma razão Th/U de 2.28 (de acordo com os dados obtidos para concentrados de clinopiroxena provenientes de peridotitos granatíferos do maciço de Ronda, Espanha; Obata, 1980) obtém-se uma idade  $t$  próxima de 212 mil anos necessária para incrementar a razão isotópica  $^4\text{He}/^3\text{He}$  de 68814 para 79400 (Tabela 9.1). Esta idade surge em conformidade com os dados geocronológicos disponíveis até ao momento, já que se trata de uma escoada associada ao preenchimento da caldeira dos Cinco Picos relativamente à qual Féraud et al. (1980) assumem uma idade inferior a 300 mil anos (vide capítulo 4.). Importa salientar, porém, que não obstante a coerência encontrada, será necessário constranger melhor aquelas variáveis de forma a poder avaliar com rigor a importância do decaimento radioactivo na razão isotópica obtida para os fenocristais de clinopiroxena.

As concentrações de He obtidas para as amostras analisadas no WHOI mostram uma variação entre  $4.7$  e  $19.2 \times 10^{-9} \text{ cm}^3\text{STP/g}$  (Tabela 9.2), consistente com os resultados de Paris. As razões isotópicas definem um intervalo de variação menor, situando-se entre  $68620 \pm 610$  e  $76620 \pm 530$  ( $R/R_a = 10.5 \pm 0.1$  e  $9.4 \pm 0.1$  respectivamente).



## 9. OS GASES NOBRES (HE E NE) NAS LAVAS DA ILHA TERCEIRA

Sistema vulcânico	Amostra	Descrição	peso (g)	$^4\text{He}$ ( $\text{cm}^3\text{STP/g}$ )	$^4\text{He}/^3\text{He}$	$\pm$	R/Ra	$\pm$
Fissural	PMT-101-1	1-2 mm cor verde claro	0.27	2.40E-08	84017	6324	8.6	0.7
	PMT-101-1 duplicado	1-2 mm cor verde claro	0.50	3.1E-08	74489	3162	9.7	0.4
	PMT-101-2	1-2 mm cristais euédricos	0.36	3.00E-08	75265	4427	9.6	0.6
	PMT-101-3	1-2 mm c/ inclusões cor preta	0.67	3.70E-08	74489	1505	9.7	0.2
	PMT-101-4	1-2 mm cor castanha	0.40	1.40E-08	79400	4135	9.1	0.5
	PMT-101-4 duplicado	1-2 mm cor castanha	0.57	4.7E-08	75108	2050	9.6	0.3
	PMT-56	1.4-2mm	1.03	1.50E-08	75265	2281	9.6	0.3
	PMT-57	1.4-2 mm	0.71	5.00E-08	73729	745	9.8	0.1
	PMT-4	1-1.4 mm	0.89	2.60E-08	72254	715	10.0	0.1
	PMT-19	1-1.4 mm	1.00	3.20E-08	74489	760	9.7	0.1
	PMT-61	1-1.4 mm	1.08	3.90E-08	75265	776	9.6	0.1
	PMT-203	1-3 mm	1.12	5.26E-08	77693	2428	9.3	0.3
	PMT-88	1-1.4 mm	1.00	3.30E-08	76866	809	9.4	0.1
	PMT-89	1-1.4 mm	0.98	6.30E-08	77693	827	9.3	0.1
	PMT-8	1-1.4 mm	0.88	3.10E-08	73729	1475	9.8	0.2
	PMT-9	1-1.4 mm	0.80	4.60E-08	73729	745	9.8	0.1
	PMT-79	1-1.4 mm	0.99	3.50E-08	73729	745	9.8	0.1
	PMT-24-1	1.4-2 mm	0.89	7.20E-09	63381	3667	11.4	0.7
	PMT-24-2	2-4 mm	0.67	3.70E-08	68814	649	10.5	0.1
	PMT-24-3	1-3 mm cristais c/ alteração cor negra	0.45	1.30E-08	70838	4549	10.2	0.7
	PMT-24-4	1-1.4 mm	0.79	1.0E-8	80283	6244	9.0	0.7
	PMT-24-5	1.4-2 mm clinopiroxena	0.83	1.30E-08	79400	4135	9.1	0.5
	PMT-98	1-1.4 mm	1.08	3.80E-08	72984	730	9.9	0.1
PMT-27	0.5-1 mm	1.60	4.0E-08	77693	2428	9.3	0.3	
PMT-Serr-1	1-2 mm	0.86	2.8E-08	70838	2488	10.2	0.4	
PMT-Serr-2	1-2 mm	0.77	2.5E-08	69041	2458	10.5	0.4	
Santa Bárbara	PMT-200	1-2 mm	0.79	2.9E-09	62288	8367	11.6	1.8
	PMT-71A	1-1.4	0.90	5.00E-09	68164	5335	10.6	0.9
	PMT-72	1-3	0.72	4.80E-09	48820	3378	14.8	1.1
	PMT-73	1-3	0.73	1.30E-08	66902	2389	10.8	0.4
	PMT-74A	1-3	0.98	1.00E-08	83051	3651	8.7	0.4

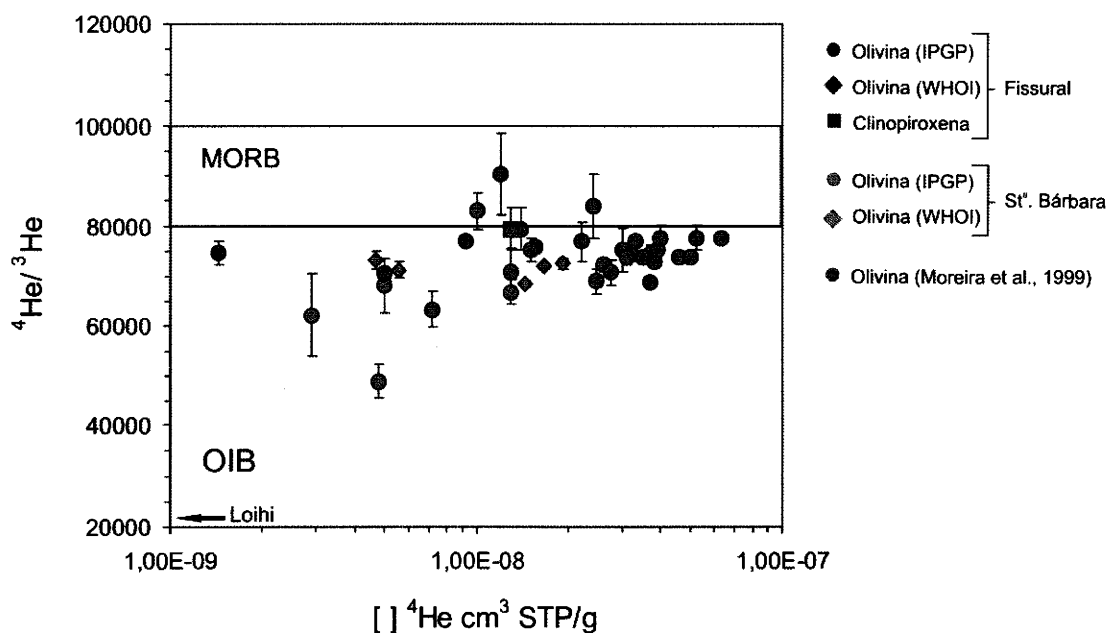
**Tabela 9.1.** Concentração e razão isotópica de He para as amostras associadas aos sistemas vulcânico Fissural e de Santa Bárbara (resultados obtidos em Paris). O número de pancadas efectuadas durante o processo de esmagamento situa-se entre 150 e 220, à excepção dos concentrados de olivina da lava submarina da serreta, os quais foram reduzidos a pó com 400 pancadas. O erro analítico corresponde a  $1\sigma$ .



Na Fig. 9.1 encontram-se projectadas as concentrações de  $^4\text{He}$  contra as razões isotópicas  $^4\text{He}/^3\text{He}$  obtidas nos dois laboratórios. A ausência de uma correlação simples entre as duas variáveis deve-se ao facto da concentração de He depender do volume das inclusões de *melt* aprisionadas no interior dos fenocristais, bem como da eficiência do processo de esmagamento. Ainda assim, é possível notar uma tendência para as menores razões  $^4\text{He}/^3\text{He}$  se correlacionarem com menores concentrações de He (representadas maioritariamente pelas amostras associadas ao sistema vulcânico de Santa Bárbara).

Sistema vulcânico	Amostra	Descrição	peso (g)	$^4\text{He}$ ( $\text{cm}^3\text{STP/g}$ )	$^4\text{He}/^3\text{He}$	$\pm$	R/Ra	$\pm$
Fissural	PMT-24	1.4-2 mm	0.32	1.66E-08	71988	617	10.0	0.1
Santa Bárbara	PMT-71A	1.4-2	0.33	1.44E-08	68618	613	10.5	0.1
	PMT-72A	1-3	0.22	4.70E-09	73139	1866	9.9	0.3
	PMT-73	1-3	0.15	5.60E-09	71264	1736	10.1	0.2
	PMT-74A	1-3 cor castanha	0.14	1.92E-08	72596	1028	10.0	0.1

**Tabela 9.2.** Concentração e razão isotópica de He obtidas para as amostras analisadas no WHOI. O erro analítico corresponde a  $1\sigma$ .



**Fig. 9.1.** Concentração de He versus a razão isotópica  $^4\text{He}/^3\text{He}$  obtida para os concentrados minerais analisados no *Institut de Physique du Globe de Paris* (IPGP) e no *Woods Hole Oceanographic Institution* (WHOI) (adaptado de Madureira et al., 2005b). A razão  $^4\text{He}/^3\text{He}$  característica das lavas que constituem o monte submarino Loihi (Havai) encontra-se assinalada para comparação (Valbracht et al., 1997).

As tabelas 9.1 e 9.2, bem como a Fig. 9.1, permitem comparar os resultados das análises isotópicas efectuadas nos dois laboratórios para concentrados de olivina provenientes da mesma amostra. Relativamente às amostras PMT-71A e PMT-73, as análises isotópicas realizadas no WHOI forneceram resultados semelhantes aos de Paris. No caso da PMT-24, o valor obtido no WHOI encontra-se dentro da variação observada para os diferentes grupos de olivina analisados em Paris e extraídos da mesma amostra. Para a amostra PMT-74A a diferença encontrada é da mesma ordem de grandeza que a verificada para os vários grupos PMT-24 e PMT-101 analisados em Paris, podendo estar relacionada com as diferentes características petrográficas inerentes aos concentrados minerais analisados (nomeadamente a cor, Tabela 9.2).

Uma diferença significativa na razão  $^4\text{He}/^3\text{He}$  foi, contudo, observada para a amostra PMT-72 (48820 *versus* 73140), a qual materializa a assinatura mais primitiva do conjunto das amostras analisadas em Paris. A existência de um factor analítico que pudesse justificar tal diferença não encontra suporte na actividade experimental, bem como no conjunto dos dados obtidos (Moreira, com. oral; Madureira et al., 2005b). No entanto, atendendo ao diferente significado que pode ser atribuído a cada uma daquelas razões, importa avaliar sobre as possíveis causas que possam justificar a diferença observada.

#### 9.2.1.1. Alteração

Relativamente a este ponto importa esclarecer que ainda que os concentrados minerais analisados nos dois laboratórios sejam provenientes da mesma escoada, estes foram maioritariamente extraídos a partir de amostras de mão diferentes - PMT-72 (amostrada na campanha de campo de 2001) e PMT-72A (amostrada em 2002). Enquanto que a totalidade dos cristais de olivina presentes na primeira (analisada em Paris) não evidenciavam quaisquer sintomas de alteração, no caso da segunda era já frequente a ocorrência de alguma alteração para idingsite na superfície dos cristais ou ao longo de fracturas intragranulares. No WHOI foi analisado um concentrado de olivina que apresentava uma contribuição quase exclusiva da amostra PMT-72A. Ainda que se tenham seleccionado os cristais que apresentavam o mínimo de alteração, é possível que exista alguma correlação entre este facto e as diferentes razões isotópicas.

---

Se a alteração da olivina constituir a causa para a diferença observada, então terá de se admitir a ocorrência de fraccionação de massa durante este processo. A existência de fraccionação permitiria explicar a perda preferencial de  $^3\text{He}$  relativamente ao  $^4\text{He}$  que, de resto, apresenta exactamente a mesma concentração nas duas amostras. Assim, seria possível estimar uma perda de  $^3\text{He}$  igual a  $3.39 \times 10^{-14} \text{ cm}^3\text{STP/g}$  para o concentrado PMT-72A, de forma a aumentar a razão isotópica  $^4\text{He}/^3\text{He}$  primária de 49000 para 73000 (assumindo que a concentração em  $^4\text{He}$  se mantém constante). De acordo com esta hipótese, considera-se que a possível perda de He terá provavelmente ocorrido através dos planos de fractura intracristalina. Com efeito, uma vez que o He “magmático” se encontra retido no interior das inclusões de *melt* aprisionadas durante crescimento dos cristais de olivina, o processo de perda de He (a baixa temperatura) por difusão através da rede cristalina é de difícil explicação. Resta referir que a possibilidade de perda de He durante os processos de alteração superficial foi já considerada por Scarsi (2000), mas o mesmo autor salienta que a perda de He não deve ser acompanhada por uma alteração da razão isotópica não admitindo, assim, a ocorrência de fraccionação de massa.

### **9.2.1.2. Contribuição cosmogénica**

Como referido anteriormente, a maioria dos autores considera que a componente cosmogénica dos gases nobres retida no interior dos minerais é extraída, fundamentalmente, através do processo de fusão. Não obstante, o recente trabalho de Yokochi et al. (2005) revelou que uma parte substancial do He de origem cosmogénica pode ser extraído durante o processo de esmagamento de cristais de olivina (até 25% para um elevado número de pancadas ~500). De acordo com o modelo proposto por estes autores, a extracção da componente cosmogénica é promovida pela criação de microfracturas geradas pelo esmagamento dos cristais.

A possibilidade de extracção dos gases nobres de origem cosmogénica por esmagamento de cristais de olivina foi também alvo de estudo por parte do signatário do presente trabalho durante a sua estadia em Paris. Com efeito, as experiências desenvolvidas por Moreira & Madureira (2005) mostraram que o mecanismo de extracção de He cosmogénico pelo processo de esmagamento é igualmente extensível ao Ne. No entanto, os resultados obtidos através do estudo de



uma amostra com cerca de 11 Ma de idade proveniente da Antártica (onde a produção cosmogénica é máxima em consequência da elevada latitude, vide ponto 9.3.), sugere que a proporção de gases cosmogénicos extraídos por este processo não tenha excedido os 0.5%. Acresce referir que, à semelhança do trabalho de Yokochi et al. (2005), um elevado número de pancadas (~700) foi também considerado para o esmagamento dos cristais de olivina obtidos a partir desta amostra.

Como referido no capítulo 5, supõe-se que a maior parte das lavas amostradas na ilha Terceira tenha uma idade inferior a 23 000 anos, pelo que uma eventual contribuição cosmogénica nas razões isotópicas obtidas por esmagamento deve ser negligenciável para a generalidade das amostras analisadas. Se for considerada, para uma latitude semelhante à da ilha Terceira, uma produção de  $^3\text{He}$  cosmogénico de  $85 \text{ atm.g}^{-1}.\text{a}^{-1}$  para as rochas expostas à superfície (Brown et al., 1992, vide ponto 9.3.), é possível calcular uma concentração de  $7.27 \times 10^{-14} \text{ cm}^3\text{STP/g}$  de  $^3\text{He}$  cosmogénico produzido ao longo de 23 000 anos. Este valor corresponde a apenas cerca de 17% da concentração total de  $^3\text{He}$  obtido para a maioria dos concentrados minerais analisados. No entanto, a incerteza quanto à idade da sequência onde foi amostrada a lava PMT-72 aliada à baixa concentração de  $^3\text{He}$  extraída a partir dos concentrados de olivina, tornam a razão isotópica susceptível de variar de forma significativa com a incorporação de  $^3\text{He}$  cosmogénico.

A maior razão  $^4\text{He}/^3\text{He}$  obtida para o concentrado PMT-72A poderia ser facilmente explicada pela ocorrência de alteração nomeadamente ao longo de fracturas intragranulares, as quais poderiam ter servido de canais de escape do  $^3\text{He}$  cosmogénico retido na estrutura cristalina. Considerando a razão isotópica obtida no WHOI para o concentrado PMT-72A como característica da assinatura primária, a concentração de  $^3\text{He}$  cosmogénico necessária para reduzir a razão  $^4\text{He}/^3\text{He}$  de 73000 até 49000, é igual a  $5.72 \times 10^{-14} \text{ cm}^3\text{STP/g}$ . Este valor deveria corresponder a uma pequena percentagem do  $^3\text{He}$  cosmogénico presente na estrutura cristalina da olivina da amostra PMT-72, uma vez que o processo de esmagamento comportou um número de pancadas bastante inferior ao alcançado no trabalho de Yokochi et al. (2005). Com o intuito de avaliar esta possibilidade, procedeu-se à fusão do concentrado de olivina após o processo de esmagamento, obtendo-se uma concentração de  $^3\text{He}$  igual a  $2.2 \times 10^{-14} \text{ cm}^3\text{STP/g}$ . Este valor é semelhante à

---

concentração de  $^3\text{He}$  obtida para o “branco” e situa-se bastante abaixo do que seria esperado com uma eventual contribuição cosmogénica.

Atendendo à exposição anterior, conclui-se que a aceitação de qualquer das hipóteses formuladas necessita de um estudo mais aprofundado que passará, inevitavelmente, por repetir a análise isotópica num novo concentrado de cristais de olivina de características semelhantes e sem quaisquer sintomas de alteração.

### 9.2.2. Ne

Os resultados relativos ao Ne encontram-se expostos na tabela 9.3. A concentração em  $^{22}\text{Ne}$  varia entre 0.2 e  $16.4 \times 10^{-12} \text{ cm}^3\text{STP/g}$ , encontrando-se as razões isotópicas projectadas no diagrama dos três isótopos de Ne da Fig. 9.2. Neste diagrama é possível observar a existência de oito concentrados de olivina que revelam excessos em Ne (considerando o erro ao nível de  $1\sigma$ ), projectando-se claramente acima dos valores atmosféricos. As amostras em causa dizem respeito a quatro escoadas de lava distintas associadas ao sistema vulcânico Fissural. As restantes amostras forneceram razões isotópicas atmosféricas, normalmente interpretadas como resultado da existência de contaminação atmosférica ante, sin e/ou pós-erupção dos magmas (e.g. Patterson et al., 1990; Farley & Poreda, 1993). Incluída neste último grupo encontram-se, infelizmente, os concentrados PMT-72 e PMT-72A, relativamente às quais os isótopos de Ne poderiam incluir alguma informação adicional sobre a origem das diferentes razões isotópicas de He.

No diagrama da Fig. 9.2, o aspecto mais relevante diz respeito ao facto da linha de correlação ( $R^2 \sim 0.9$ ) determinada para as amostras com excesso em Ne apresentar um declive claramente superior à recta definida pelos basaltos do tipo MORB<sup>44</sup>. Para se obter a razão isotópica  $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$  característica dos magmas da ilha Terceira é necessário estender a recta de correlação até ao valor da razão  $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$  considerado para o manto, ou seja 13.8 (Fig. 9.2) (Moreira, 1997).

---

<sup>44</sup> A amostra PMT-101-2 não foi considerada para a correlação em virtude do elevado erro analítico associado à determinação das razões isotópicas.

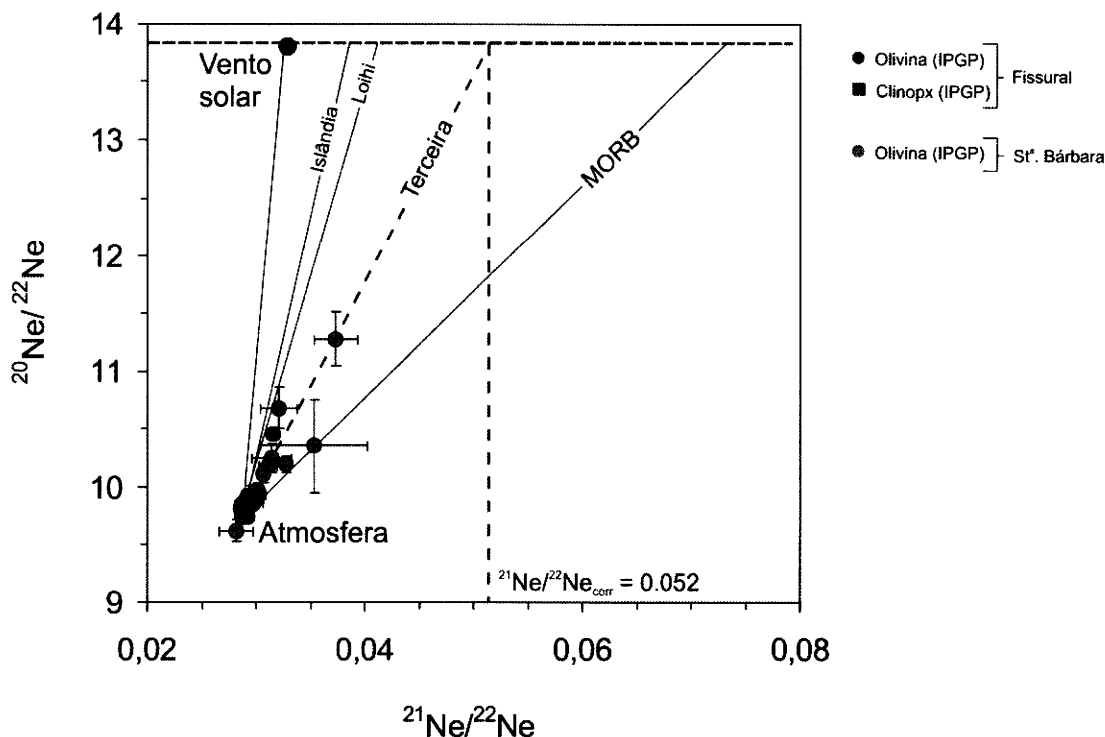


## 9. OS GASES NOBRES (HE E NE) NAS LAVAS DA ILHA TERCEIRA

Sistema vulcânico	Amostra	Descrição	peso (g)	$^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$	$\pm$	$^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$	$\pm$	$^{22}\text{Ne}$
	PMT-101-1	1-2 mm cor verde claro	0.27	0.0294	0.0012	9.86	0.15	9.16E-13
	PMT-101-1 duplicado	1-2 mm cor verde claro	0.50	0.0313	0.0012	9.95	0.06	1.72E-12
Fissural	PMT-101-2	1-2 mm cristais euedricos	0.36	0.0353	0.0049	10.35	0.4	1.69E-13
	PMT-101-3	1-2 mm c/ inclusões cor preta	0.67	0.0291	0.0003	9.78	0.04	1.07E-11
	PMT-101-4	1-2 mm cor castanha	0.40	0.0292	0.0002	9.74	0.04	1.64E-11
	PMT-101-4 duplicado	1-2 mm cor castanha	0.57	0.0306	0.0019	10.00	0.16	3.77E-13
	PMT-56	1.4-2mm	1.03	0.0287	0.0006	9.85	0.06	8.66E-13
	PMT-57	1.4-2 mm	0.71	0.0290	0.0003	9.87	0.03	3.93E-12
	PMT-4	1-1.4 mm	0.89	0.0321	0.0017	10.68	0.18	2.29E-13
	PMT-19	1-1.4 mm	1.00	0.0307	0.0005	10.11	0.08	9.32E-13
	PMT-61	1-1.4 mm	1.08	0.0316	0.0005	10.45	0.05	6.84E-13
	PMT-203	1-3 mm	1.12	0.0311	0.0009	10.18	0.06	7.95E-13
	PMT-88	1-1.4 mm	1.00	0.0327	0.0004	10.19	0.07	7.21E-13
	PMT-89	1-1.4 mm	0.98	0.0298	0.0004	9.93	0.05	2.72E-12
	PMT-8	1-1.4 mm	0.88	0.0292	0.0004	9.92	0.04	3.78E-12
	PMT-9	1-1.4 mm	0.80	0.0299	0.0003	9.87	0.05	2.93E-12
	PMT-24-1	1.4-2 mm	0.89	0.0276	0.0007	9.89	0.09	6.23E-13
	PMT-24-2	2-4 mm	0.67	0.0301	0.0004	9.97	0.06	3.04E-12
	PMT-24-3	1-3 mm cristais c/ alteração cor negra	0.45	0.0293	0.0006	9.89	0.05	1.49E-12
	PMT-24-4	1-1.4 mm	0.79	0.0030	0.0007	9.84	0.04	1.30E-12
	PMT-24-5	1.4-2 mm clinopiroxena	0.83	0.0297	0.0003	9.85	0.04	5.73E-12
	PMT-98	1-1.4 mm	1.08	0.0373	0.0020	11.28	0.23	1.55E-13
	PMT-27	0.5-1 mm	1.60	0.0291	0.0002	9.84	0.02	7.7E-12
	PMT-Serr-1	1-2 mm	0.86	0.0282	0.0016	9.61	0.09	8.64E-13
	PMT-Serr-2	1-2 mm	0.77	0.0314	0.0019	10.25	0.13	3.69E-13
Santa Bárbara	PMT-200	1-2 mm	0.79	0.0287	0.0005	9.73	0.03	5.19E-12
	PMT-71A	1-1.4	0.90	0.0303	0.0006	9.93	0.07	9.58E-13
	PMT-72	1-3	0.72	0.0300	0.0007	9.92	0.06	9.32E-13
	PMT-73	1-3	0.73	0.0289	0.0003	9.87	0.05	2.67E-12
	PMT-74A	1-3	0.98	0.0288	0.0005	9.73	0.04	1.28E-12

**Tabela 9.3.** Concentração de  $^{22}\text{Ne}$  e razões isotópicas de Ne para as amostras associadas aos sistemas vulcânico Fissural e de Santa Bárbara (resultados obtidos em Paris). O erro analítico corresponde a  $1\sigma$ . O número de pancadas efectuadas durante o processo de esmagamento situa-se entre 150 e 220, à excepção dos concentrados de olivina da lava submarina da serreta, os quais foram reduzidos a pó com 400 pancadas. A sombreado assinalam-se as amostras que revelam um excesso de  $^{20}\text{Ne}$  relativamente ao componente atmosférico (considerando o erro ao nível de  $2\sigma$ ).





**Fig. 9.2.** Diagrama dos três isótopos para as lavas associadas aos sistemas vulcânicos Fissural e de Santa Bárbara (adaptado de Madureira et al., 2005b). Oito dos concentrados de olivina analisados projectam-se claramente acima do pólo atmosférico. Para estas lavas, a razão  $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$  corrigida para a contaminação atmosférica é igual a 0.052 (vide texto). Linhas da Islândia e Loihi traçadas a partir dos dados de Moreira et al. (2001) e Valbracht et al. (1997) respectivamente.

É assim possível definir uma razão  $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}_{\text{corr}}$  (corrigida para a contaminação atmosférica) igual a 0.052, significativamente mais baixa do que a mesma atribuída aos basaltos do tipo MORB (0.072). Uma vez que o excesso de Ne foi observado para as olivinas extraídas de lavas máficas associadas ao sistema vulcânico Fissural, é possível relacionar a actividade vulcânica recente da ilha Terceira com a presença de uma fonte mantélica relativamente primitiva e enriquecida nos isótopos de Ne considerados primordiais, ou seja, com uma pluma.

### 9.2.3. Sistemática He - Ne

Como referido anteriormente, os isótopos  $^3\text{He}$  e  $^{22}\text{Ne}$  são considerados primordiais. Assim, para um dado reservatório geoquímico, a razão  $^3\text{He}/^{22}\text{Ne}$  deve manter-se constante ao longo do tempo desde que o sistema em causa tenha permanecido fechado. Os reservatórios mantélicos caracterizados por uma determinada razão  $^3\text{He}/^{22}\text{Ne}$  devem também apresentar uma forte correlação na variação das razões

${}^4\text{He}/{}^3\text{He}$  e  ${}^{21}\text{Ne}/{}^{22}\text{Ne}$  relativamente aos valores iniciais, uma vez que tanto o  ${}^4\text{He}$  como o  ${}^{21}\text{Ne}$  são produzidos através do decaimento radioactivo de U e Th. De acordo com Honda et al. (1993) é então possível escrever a seguinte relação:

$$\frac{{}^{21}\text{Ne}^*}{{}^{22}\text{Ne}_{\text{inicial}}} = \left[ \left( \frac{{}^4\text{He}}{{}^3\text{He}} \right)_{\text{obs}} - \left( \frac{{}^4\text{He}}{{}^3\text{He}} \right)_{\text{inicial}} \right] * \left( \frac{{}^3\text{He}}{{}^{22}\text{Ne}} \right)_{\text{inicial}} * 1 / \left( \frac{{}^4\text{He}}{{}^{21}\text{Ne}} \right)^* \quad (9.2)$$

onde  $({}^4\text{He}/{}^{21}\text{Ne})^*$  corresponde à razão entre a produção daqueles isótopos no manto, a qual é considerada constante e igual a  $2.2 \times 10^7$  (Yatsevich & Honda, 1997);  $({}^4\text{He}/{}^3\text{He})_{\text{obs}}$  à razão isotópica observada e medida nas amostras;  $({}^4\text{He}/{}^3\text{He})_{\text{inicial}}$  à razão isotópica do manto primitivo estimada por Mahaffy et al. (1998) como sendo próxima de 6020 (120 Ra, de acordo com o valor obtido para a atmosfera de Júpiter pela sonda Galileo). Para a razão  $({}^3\text{He}/{}^{22}\text{Ne})_{\text{inicial}}$  é normalmente considerado o valor de 7.3 obtido para um basalto do tipo MORB amostrado na crista média Atlântica (14° N de latitude) e conhecido na literatura como *popping rock* 2IID43<sup>45</sup>. A importância desta amostra reside na extrema abundância em voláteis e na ausência de fraccionamento elementar relativamente aos gases nobres (Sarda et al., 1988; Staudacher et al., 1989; Sarda & Graham, 1990; Javoy and Pineau, 1991; Pineau & Javoy, 1994; Moreira et al., 1998).

A razão entre a produção nucleogénica de  ${}^{21}\text{Ne}^*$  e o  ${}^{22}\text{Ne}$  primordial encontra-se relacionada com a razão  ${}^{21}\text{Ne}/{}^{22}\text{Ne}_{\text{corr}}$  do manto através da expressão:

$$\left( \frac{{}^{21}\text{Ne}}{{}^{22}\text{Ne}_{\text{corr}}} \right)_{\text{manto}} = \left( \frac{{}^{21}\text{Ne}}{{}^{22}\text{Ne}} \right)_{\text{inicial}} + \frac{{}^{21}\text{Ne}^*}{{}^{22}\text{Ne}_{\text{inicial}}} = 0.0328 + \frac{{}^{21}\text{Ne}^*}{{}^{22}\text{Ne}_{\text{inicial}}} \quad (9.3)$$

Atendendo à razão  ${}^{21}\text{Ne}/{}^{22}\text{Ne}_{\text{corr}}$  determinada para a fonte mantélica da ilha Terceira (0.052), o valor esperado para a razão  ${}^4\text{He}/{}^3\text{He}$  com base na equação 9.2 seria próximo de 64000 ( $R/\text{Ra} = 11.3$ ). Este valor é claramente inferior à média obtida para o conjunto das amostras ( $\sim 73500$ ;  $R/\text{Ra} \sim 9.8$ ) e significativamente mais elevado do

<sup>45</sup> O valor de 7.3 admitido para a razão  ${}^3\text{He}/{}^{22}\text{Ne}$  do manto primordial é significativamente mais elevada do que a razão estimada para o vento solar (3.8; Benkert et al., 1993). Esta diferença é explicada por Honda & MacDougall (1998) como resultado de um evento de desgaseificação do "oceano" de magma primordial que se considera ter formado durante os estádios finais de acreção do planeta.

que a razão obtida em Paris para a amostra PMT-72. A diferença entre as razões isotópicas de He medidas e aquelas que seriam expectáveis atendendo à razão  $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}_{\text{corr}}$ , pode ser justificada com base nos dois modelos apresentados em seguida.

### 9.2.3.1. Heterogeneidade na razão $^3\text{He}/^{22}\text{Ne}$ da pluma

A razão  $^3\text{He}/^{22}\text{Ne}$  da pluma mantélica pode ser calculada a partir das composições isotópicas de He e Ne observadas, de acordo com a expressão (a qual resulta do rearranjo das equações 9.2 e 9.3; Honda et al., 1998):

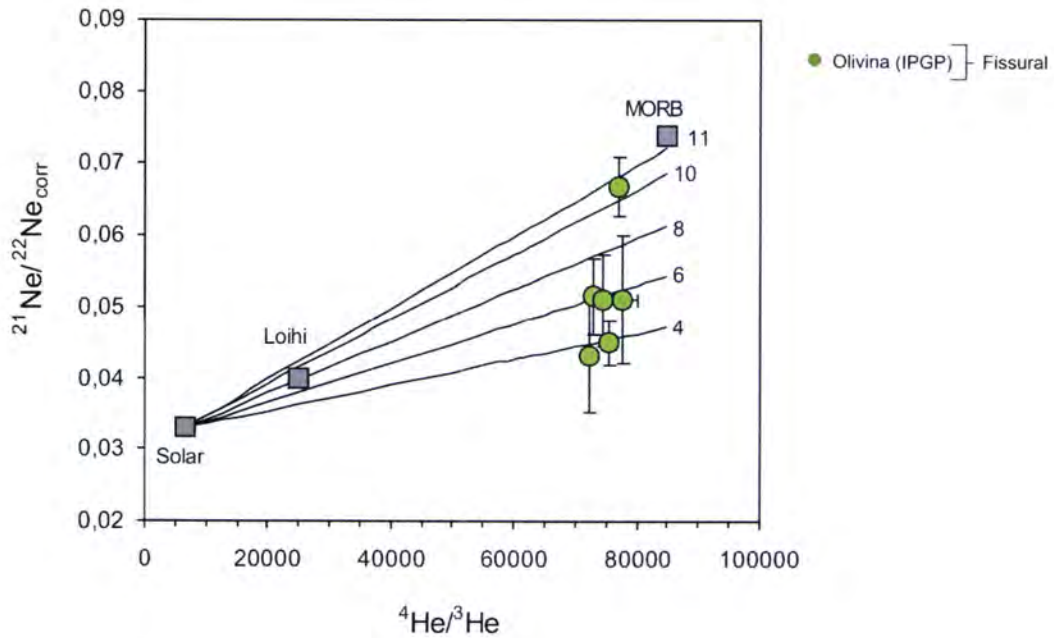
$$\left(\frac{^3\text{He}}{^{22}\text{Ne}}\right)_{\text{calc}} = \left[ \left(\frac{^{21}\text{Ne}}{^{22}\text{Ne}}\right)_{\text{corr}} - \left(\frac{^{21}\text{Ne}}{^{22}\text{Ne}}\right)_{\text{inicial}} \right] * \left(\frac{^4\text{He}}{^{21}\text{Ne}}\right)^* * 1 / \left[ \left(\frac{^4\text{He}}{^3\text{He}}\right)_{\text{obs}} - \left(\frac{^4\text{He}}{^3\text{He}}\right)_{\text{inicial}} \right]$$

(9.4)

De facto, a equação anterior permite determinar a razão  $^3\text{He}/^{22}\text{Ne}$  integrada no tempo (designada por  $^3\text{He}/^{22}\text{Ne}_{\text{calc}}$  segundo Dixon, 2003) uma vez que depende apenas das razões isotópicas de He e Ne, as quais não tendem a ser fraccionadas pelos processos magmáticos.

As razões  $(^3\text{He}/^{22}\text{Ne})_{\text{calc}}$  calculadas para as amostras da ilha Terceira que apresentam uma razão  $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$  superior a 10 (considerando o erro ao nível de  $1\sigma$ ) variam num intervalo entre  $10.6 \pm 1.4$  e  $3.4 \pm 2.6$ . A variação observada pode ser interpretada com base na existência de heterogeneidades na pluma quanto à razão  $^3\text{He}/^{22}\text{Ne}$  que terão sido preservadas ao longo do tempo (Fig. 9.3). Neste modelo, o valor da razão  $^3\text{He}/^{22}\text{Ne}$  da pluma da Terceira é, de um modo geral, inferior ao atribuído à pluma associada ao monte submarino Loihi (Havai) e próximo do valor estimado por Moreira et al., (2001) para a Islândia ( $\sim 4$ ). Repare-se, contudo, que o modelo aponta para a homogeneidade da pluma relativamente à razão  $(\text{Th}+\text{U})/^3\text{He}$ , a qual é expressa pela ocorrência de razões  $^4\text{He}/^3\text{He}$  semelhantes e próximas do valor atribuído aos MORB.





**Fig. 9.3.**  $^4\text{He}/^3\text{He}$  versus  $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}_{\text{corr}}$  (corrigida para a contaminação atmosférica). As linhas rectas (definidas através de pontos calculados com base na equação 9.7 para um determinado valor de  $^4\text{He}/^3\text{He}$ ) representam a evolução temporal de reservatórios com diferentes razões  $^3\text{He}/^{22}\text{Ne}$  (valores indicados na figura) a partir de um manto inicial com razões isotópicas de He e Ne do tipo solar. Loihi projectado a partir dos dados de Valbracht et al. (1997) (adaptado de Madureira et al., 2005b).

### 9.2.3.2. Mistura

A possibilidade de mistura entre fontes mantélicas e/ou magmas é sugerida pela proximidade da pluma da Terceira/Açores à crista média Atlântica. O modelo de mistura pode ser testado num diagrama que projecte a razão  $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}_{\text{corr}}$  contra a razão  $^4\text{He}/^3\text{He}$ , onde se considera a projecção de dois extremos composicionais: MORB e pluma. Considerando este último como proveniente de um reservatório enriquecido, normalmente atribuído ao manto inferior, a assinatura isotópica da pluma será considerada do tipo solar (Fig. 9.4). Num diagrama deste tipo, a curvatura das hipérbolas de mistura<sup>46</sup> é descrita por um parâmetro  $r$  definido pela razão (Moreira et al., 2001; Dixon, 2003):

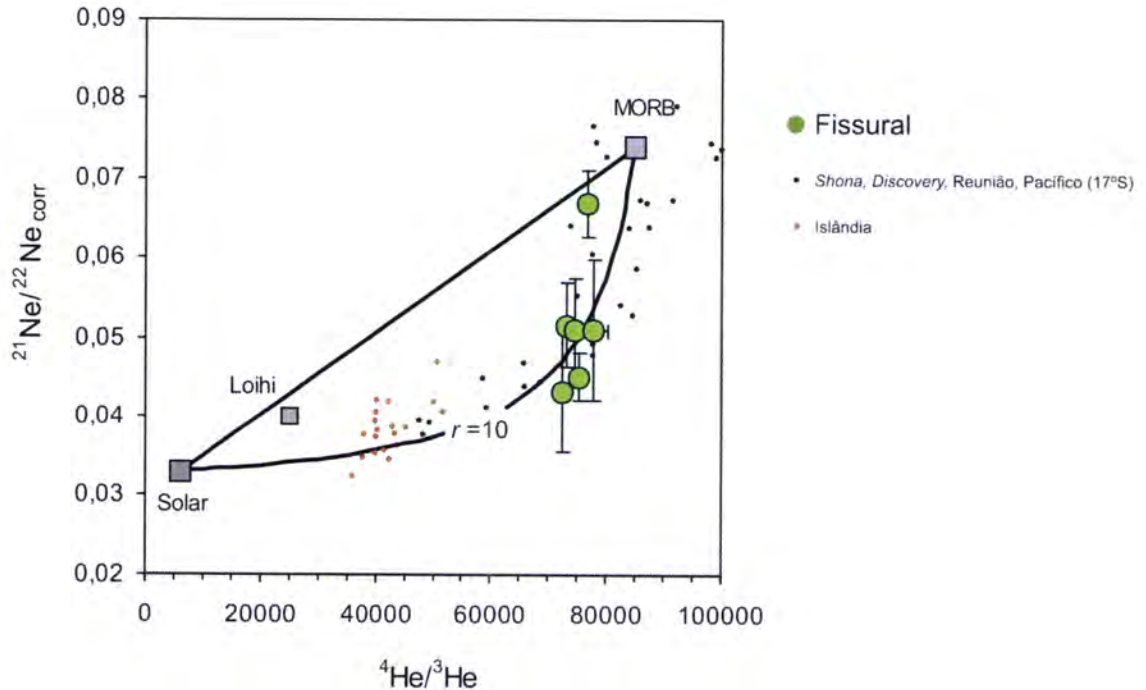
<sup>46</sup> As hipérbolas de mistura são obtidas a partir da seguinte equação:

$$\frac{^{21}\text{Ne}}{^{22}\text{Ne}} = \frac{\left[ \left( \frac{^{21}\text{Ne}}{^{22}\text{Ne}} \right)_{\text{MORB}} - \left( \frac{^{21}\text{Ne}}{^{22}\text{Ne}} \right)_{\text{pluma}} * r \right] * \frac{^4\text{He}}{^3\text{He}} + \left( \frac{^4\text{He}}{^3\text{He}} \right)_{\text{MORB}} * \left( \frac{^{21}\text{Ne}}{^{22}\text{Ne}} \right)_{\text{pluma}} * r - \left( \frac{^4\text{He}}{^3\text{He}} \right)_{\text{pluma}} * \left( \frac{^{21}\text{Ne}}{^{22}\text{Ne}} \right)_{\text{MORB}}}{(1-r) * \frac{^4\text{He}}{^3\text{He}} + \left( \frac{^4\text{He}}{^3\text{He}} \right)_{\text{MORB}} * r - \left( \frac{^4\text{He}}{^3\text{He}} \right)_{\text{pluma}}}$$

$$r = \frac{\left(\frac{{}^3\text{He}}{{}^{22}\text{Ne}}\right)_{\text{MORB}}}{\left(\frac{{}^3\text{He}}{{}^{22}\text{Ne}}\right)_{\text{pluma}}} \quad (9.5)$$

No diagrama da Fig. 9.4 as amostras da ilha Terceira encontram-se maioritariamente projectadas sobre uma hipérbole de mistura caracterizada por um parâmetro de curvatura  $r$  próximo de 10. Isto significa que, durante o processo de mistura, a razão  ${}^3\text{He}/{}^{22}\text{Ne}$  do componente MORB era cerca de 10 vezes superior à razão  ${}^3\text{He}/{}^{22}\text{Ne}$  da pluma. Importa sublinhar que o mesmo valor de  $r$  foi também obtido no estudo de basaltos provenientes da Islândia, das anomalias batimétricas designadas por *Shona* e *Discovery* situadas no Atlântico sul (entre as latitudes 46° e 52° S) e ainda da crista do Pacífico (latitude 17° S) (Moreira et al., 1995, 2001; Sarda et al., 2000; Kurz et al., 2005). De resto, todos estes locais ocorrem na proximidade ou sobre cristas médias oceânicas, sendo interpretados por aqueles autores como testemunhos de processos de interacção crista-pluma.

De acordo com Moreira et al. (2001), a curvatura da hipérbole de mistura é mais facilmente explicada por um processo de mistura de magmas. De facto, segundo este modelo, a razão  ${}^3\text{He}/{}^{22}\text{Ne}$  do manto superior não deve diferir significativamente daquela estimada para o manto inferior, podendo ser caracterizada por um valor próximo de 7 (e.g. Moreira & Allègre, 1998; Honda & McDougall, 1998). O maior valor da razão  ${}^3\text{He}/{}^{22}\text{Ne}$  inferido para o componente MORB a partir do modelo de mistura deve, assim, ser interpretado como resultado da fraccionação entre o He e o Ne na dependência dos fenómenos de vesiculação promovidos pela ascensão dos magmas para a superfície (Moreira et al., 2001). Esta interpretação está de acordo com os dados experimentais compilados por Carrol & Draper (1994) que apontam para a maior solubilidade do He nos magmas silicatados, conduzindo ao incremento da razão elementar He/Ne no líquido magmático com a progressiva extracção de voláteis (maioritariamente CO<sub>2</sub>). No caso de Loihi (Havai), as lavas são projectadas sobre uma linha de mistura com  $r \sim 1$  normalmente interpretada como resultado da ocorrência de mistura a maior profundidade, impedindo a ocorrência dos fenómenos de vesiculação. Esta hipótese é favorecida pelo facto deste local se encontrar afastado da crista média e consequentemente sobre litosfera oceânica mais espessa.



**Fig. 9.4.**  $^4\text{He}/^3\text{He}$  versus  $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}_{\text{corr}}$  (corrigida para a contaminação atmosférica). Modelo de mistura interpretado a partir de dados obtidos para a Islândia, Reunião, *Shona*, *Discovery* e Pacífico (17° S) (Moreira et al., 1995, 2001; Trieloff et al., 2002; Kurz et al., 2005). Loihi projectado a partir dos dados de Valbracht et al. (1997) (adaptado de Madureira et al., 2005b).

À semelhança dos modelos propostos para os *hotspots* da Islândia, *Shona* e *Discovery*, localizados junto da crista média Atlântica, os dados obtidos para a ilha Terceira podem também ser interpretados em função da mistura entre magmas provenientes de uma pluma mantélica e magmas do tipo MORB fraccionados relativamente aos gases nobres. Resta, contudo, encontrar uma explicação para a menor fraccionação elementar interpretada para os líquidos gerados a partir da pluma da Terceira.

Uma hipótese reside nos diferentes processos de criação de vesículas e posterior desgaseificação reconhecidos para os magmas do tipo MORB e do tipo pluma, respectivamente (Moreira & Sarda, 2000): criação de vesículas em sistema fechado e em sistema aberto, esta última de acordo com um processo de destilação descrito pela lei de Rayleigh. No primeiro caso, as vesículas são criadas em equilíbrio com o líquido magmático até que ocorra a perda de gases, provavelmente durante o período de residência do magma no interior de uma câmara magmática. De acordo com Moreira & Sarda (2000), a perda de voláteis segundo este processo provoca a



---

fraccionação elementar entre He e Ne no magma residual como resultado da diferente solubilidade associada a cada um daqueles elementos. A máxima razão He/Ne para o magma residual pode então ser calculada pela equação:

$$\frac{He}{Ne} = \left( \frac{He}{Ne} \right)_0 * \left( \frac{S_{He}}{S_{Ne}} \right) \quad (9.6)$$

onde  $S_{He}$  e  $S_{Ne}$  representam, respectivamente, as solubilidades do He e Ne no magma e  $(He/Ne)_0$  a razão inicial (estimada a partir da *popping rock* 2IID43 como sendo próxima de 7). Os mesmos autores referem que o valor da razão  $S_{He}/S_{Ne}$  deve ser considerado próximo de 10.

A ocorrência de vesiculação em sistema aberto (típica dos magmas do tipo pluma) implica a perda imediata dos gases no instante em que as vesículas são criadas. Neste caso, a razão elementar He/Ne no magma obedece à lei de Rayleigh e pode ser estimada através da equação (Moreira & Sarda, 2000):

$$\left( \frac{He}{Ne} \right) = \left( \frac{He}{Ne} \right)_0 * g^{(1-\alpha)} \quad (9.7)$$

sendo  $\alpha$  igual à razão entre as solubilidades estimadas para cada um daqueles elementos ( $S_{He}/S_{Ne}$ ) e  $g$  à fracção de He que permanece no magma ( $He/He_0$ ). À semelhança da equação anterior, a razão  $(He/Ne)_0$  corresponde à razão inicial.

A diferença entre os dois processos descritos anteriormente consiste na elevada fraccionação entre o He e o Ne promovida pela vesiculação em sistema fechado. Pelo contrário, nos processos de vesiculação do tipo Rayleigh apenas os gases mais pesados (Ar e sobretudo Xe) são extraídos do líquido magmático de uma forma eficaz.

Uma outra hipótese pode ser colocada recorrendo ao modelo proposto por Dixon et al. (1991) e Clague et al. (1995) para o Havai e, mais recentemente, por Natland (2003) para as ilhas de Juan Fernandez (SE do oceano Pacífico). De acordo com estes autores, a ocorrência de processos de vesiculação e desgaseificação em magmas armazenados em níveis relativamente superficiais torna-os mais densos,

favorecendo o seu afundamento na coluna de líquido magmático. Deste modo, a mistura entre dois magmas com razões elementares He/Ne distintas é susceptível de ocorrer a maior profundidade. Um modelo deste tipo permitiria explicar a ausência de fraccionamento elementar para a componente pluma, já que a mistura com magmas do tipo MORB ocorreria a uma profundidade suficiente para evitar a perda de voláteis associada à criação de vesículas.

A possível escolha de um dos modelos anteriores para os magmas da ilha Terceira implica a realização de análises isotópicas de argón, já que este elemento permite identificar facilmente a ocorrência de vesiculação em sistema aberto. A opção de não analisar este elemento no decurso do presente trabalho resultou nos bons resultados analíticos obtidos para o Ne, já que desta forma foi possível reduzir a “memória” do espectrómetro relativamente ao  $^{40}\text{Ar}$ .

#### 9.2.4. Remate

Os dados até ao momento apresentados no presente capítulo permitem reconhecer:

- 1) A contribuição de domínios mantélicos de características relativamente primitivas nos processos de magmatogénese envolvidos na formação da ilha Terceira. Este facto permite definir os Açores como um *hotspot* formado na dependência de uma pluma mantélica profunda;
- 2) A contribuição, para além do componente referido, de proporções consideráveis de um componente do tipo MORB;
- 3) A maior eficácia das assinaturas isotópicas de Ne, relativamente ao He, para identificar contribuições de reservatórios mantélicos com características primitivas;
- 4) A inadequabilidade dos critérios definidos por Courtillot et al. (2003) (vide ponto 3.2.) para a identificação de plumas mantélicas de origem profunda em situações de interacção crista-pluma.

A presença dos dois componentes acima referidos (pluma e MORB), inferida a partir das composições isotópicas dos gases nobres, foi discutida considerando um

---

modelo de mistura de magmas ou, em alternativa, a existência de heterogeneidades na pluma.

Ainda que o modelo de mistura de magmas seja adequado para justificar a maior razão elementar He/Ne do componente MORB, importa reconhecer a ausência, na ilha Terceira, de rochas com assinaturas elementares e isotópicas típicas destes basaltos. Assim, é possível que o valor elevado do parâmetro  $r$  possa reflectir a existência de razões  ${}^3\text{He}/{}^{22}\text{Ne}$  significativamente diferentes nos reservatórios donde são extraídos os MORB (manto superior) e as plumas mantélicas (manto inferior<sup>47</sup>). Neste caso, a mistura deve ocorrer no estado sólido e em profundidade. Refira-se, aliás, que os modelos geoquímicos baseados nos sistemas isotópicos pesados (Sr, Nd, Os, Pb), bem como os resultados da modelação teórica e experimental, convergem na necessidade de invocar a incorporação, pela pluma em ascensão, de proporções significativas de manto envolvente (Whitehead, 1988; Hauri et al., 1994; Davaille, 1999).

### 9.3. Hélio cosmogénico

Como referido no capítulo 8. a produção de isótopos de He de origem cosmogénica resulta da interacção entre a radiação cósmica galáctica<sup>48</sup> e os átomos que constituem os materiais geológicos. A possibilidade de converter este processo numa ferramenta de geocronologia assenta num princípio simples: assumindo que o fluxo dos raios cósmicos se mantém constante ao longo do tempo, a concentração de átomos de origem cosmogénica existente nas rochas pode ser directamente relacionada com o seu tempo de exposição à superfície. De facto, como a produção de He cosmogénico resulta, no essencial, de um processo de colisão entre partículas, a influência da composição dos materiais geológicos no que concerne aos elementos alvo pode ser considerada pouco significativa (Kurz & Brook, 1994).

---

<sup>47</sup> De acordo com Dixon (2003), este reservatório pode ser caracterizado por possuir razões  ${}^3\text{He}/{}^{22}\text{Ne}$  do tipo solar (entre 2 e 4).

<sup>48</sup> A radiação cósmica pode também ter origem no sol. No entanto, os raios cósmicos solares têm uma energia significativamente mais baixa, podendo ser considerados negligenciáveis relativamente à produção de átomos de origem cosmogénica à superfície da Terra (Kurz & Brooks, 1994).



A datação de lavas basálticas através do He cosmogénico tem demonstrado a boa capacidade de retenção dos fenocristais de olivina relativamente a este componente. Ao contrário, a matriz destas rochas apresenta invariavelmente baixas de He cosmogénico, interpretada como resultado da pequena dimensão dos cristais que possibilita o seu escape para a atmosfera (Kurz, 1986). Acresce referir ainda que a produção de  $^4\text{He}$  cosmogénico pode ser negligenciada. Com efeito, a razão  $^3\text{He}/^4\text{He}$  da componente cosmogénica é aproximadamente igual a 0.2, várias ordens de grandeza acima do valor  $10^{-5}$  tipicamente encontrado nas rochas ígneas (Mazor et al., 1970).

### 9.3.1. A radiação cósmica e os factores que influenciam a taxa de produção de $^3\text{He}$ cosmogénico

No topo da atmosfera, a radiação cósmica galáctica é constituída fundamentalmente por prótons e em menores quantidades por partículas  $\alpha$ , núcleos mais pesados, electrões e positrões (Lal & Peters, 1967). Estas partículas de alta energia (até cerca de  $10^{20}$  eV) colidem com os átomos que constituem a atmosfera dando lugar a reacções nucleares que se traduzem pela fragmentação dos núcleos alvo (*spallation*) com a ejeção de partículas com energia suficiente para desencadear novas reacções daquele tipo. O fluxo da radiação cósmica ao nível do mar encontra-se fortemente atenuado pelas reacções mantidas com a atmosfera, as quais alteram, de igual modo, a composição da radiação que atinge a superfície da Terra (e.g. Kurz & Brooks, 1994; Gosse & Phillips, 2001; Niedermann, 2002). Com efeito, ao nível do mar a radiação cósmica é composta fundamentalmente por neutrões, já que estes tendem a escapar-se mais facilmente dos núcleos dos elementos que constituem a atmosfera (dado que não têm que superar a barreira imposta pela força de *Coulomb*).

Como as partículas que constituem a radiação cósmica primária têm carga, o campo magnético terrestre actua como um filtro, evitando a entrada de partículas com energia menor do que a requerida para o atravessar (normalmente referido na literatura como *cut-off rigidity*; e.g. Niedermann, 2002). As linhas de força do campo magnético são aproximadamente paralelas à superfície da Terra no equador e perpendiculares nos pólos, pelo que o efeito de filtro do campo magnético é apenas residual para latitudes superiores a  $55^\circ$  (Shea et al., 1987).

---

Para além da altitude e latitude, a produção de núcleos de origem cosmogénica varia também com a profundidade e diminui de forma exponencial à medida que a radiação cósmica interage com a matéria. Para uma lava basáltica do Havai, Kurz (1986) verificou que a taxa de produção de  $^3\text{He}$  cosmogénico (por reacções nucleares resultantes da colisão de neutrões) era reduzida por um factor de dois a 50 cm de profundidade. A dependência relativamente à profundidade pode ser descrita através da equação (e.g. Niedermann, 2002):

$$P(z) = P_0 e^{-\rho z/\Lambda} \quad (9.8)$$

sendo  $P_0$  a taxa de produção à superfície,  $P(z)$  a taxa de produção à profundidade  $z$  (cm),  $\rho$  a densidade do meio ( $\text{g/cm}^3$ ) e  $\Lambda$  a espessura de material necessária à atenuação da intensidade do fluxo energético dos raios cósmicos por um factor igual a  $e^{-1}$  ( $\text{g/cm}^2$ ). A espessura de atenuação decresce com a latitude e a variação dos valores calculados ocorre num intervalo entre 157 e 167  $\text{g/cm}^2$  (Masarik & Reedy, 1995). Para concluir, refira-se ainda que o fluxo de radiação cósmica depende também da variação da actividade solar. Para a datação de materiais geológicos expostos à superfície, é normalmente assumido um intervalo superior a 10 mil anos para o ciclo solar.

A estimativa da produção de núcleos de isótopos de origem cosmogénica na atmosfera e nos materiais geológicos expostos à superfície deve-se, fundamentalmente, aos trabalhos desenvolvidos por Lal (1988, 1991) e Lal & Peters (1967). O método de Lal (1991) permite determinar a taxa de produção anual dos núcleos de isótopos cosmogénicos para qualquer latitude geomagnética e altitude, desde que seja conhecida a sua taxa de produção ( $P_n$ ) a alta latitude ( $\geq 60^\circ$ ) para o nível do mar (normalmente tomado como factor de normalização), de acordo com a expressão:

$$P(\lambda_m, h) = N(\lambda_m, h) * P_n / 563.4 \quad (9.9)$$

sendo  $P(\lambda_m, h)$  a taxa de produção anual à latitude  $\lambda_m$  e altitude  $h$  e  $N(\lambda_m, h)$  a taxa de desintegração nuclear na atmosfera para o mesmo local. A taxa de desintegração nuclear é calculada através de um polinómio de terceira ordem, segundo a equação:

$$N(\lambda_m, h) = a_0 + a_1 h + a_2 h^2 + a_3 h^3 \quad (9.10)$$

correspondendo  $h$  à altitude em km. Os valores a atribuir aos coeficientes do polinómio dependem da latitude geomagnética, encontrando-se expressos na tabela 9.4. Relativamente ao  $^3\text{He}$  cosmogénico, a taxa de produção a alta latitude para o nível do mar foi estimada por Brown et al. (1992) como sendo igual a  $85 \text{ atm.g}^{-1}.\text{a}^{-1}$ .

$\lambda_m$ (°)	$a_0$	$a_1$	$a_2$	$a_3$
0	330.7	255.9	98.43	20.50
10	337.9	252.1	111.0	20.73
20	382.1	272.1	132.5	24.83
30	469.3	394.6	97.76	47.20
40	525.6	505.4	142.0	58.87
50	571.1	588.1	170.9	76.12
60-90	563.4	621.8	177.3	78.91

**Tabela 9.4.** Coeficientes do polinómio de Lal (1991) em função da latitude geomagnética. A sombreado encontram-se assinalados os valores que devem ser utilizados para a ilha Terceira tendo em conta a sua latitude geomagnética.

### 9.3.2. Tentativa de datação de lavas basálticas recentes da ilha Terceira

Com o intuito de datar algumas das lavas da ilha Terceira, foram amostradas cinco escoadas associadas ao sistema vulcânico Fissural. A escolha das escoadas a datar pelo  $^3\text{He}$  cosmogénico, respeitou os seguintes critérios:

- 1) Presença de uma percentagem relativamente elevada de fenocristais de olivina. De forma a excluir a dependência da profundidade, foram apenas analisados concentrados de olivina extraídos dos primeiros 3 cm de rocha (a partir do topo da escoada). Assim, apenas as escoadas mais porfíricas eram susceptíveis de fornecer amostras com um volume razoável;
- 2) Tanto quanto possível, a ausência de obstáculos próximos, na topografia, que pudessem limitar a exposição das escoadas à radiação cósmica;



---

3) Existência de estruturas de fluxo na superfície de topo das escoadas. Este critério visa assegurar que apenas são amostradas escoadas cuja superfície de topo original não tenha sido removida pela erosão.

4) Ausência de paleosolos que pudessem sugerir que as escoadas amostradas tivessem estado cobertas no passado.

A dificuldade em quantificar a componente de  $^3\text{He}$  cosmogénico retido na rede cristalina dos fenocristais de olivina resulta da existência de uma componente de  $^3\text{He}$  primária, ou seja, de origem magmática. No entanto, e como referido anteriormente (vide ponto 9.1.), enquanto que a componente magmática se encontra confinada às inclusões de *melt* retidas no interior da olivina, a componente cosmogénica é armazenada fundamentalmente na rede cristalina. Os resultados experimentais têm demonstrado que o gás extraído pelo processo de esmagamento corresponde, no essencial, à componente magmática. Desprezando a produção de  $^4\text{He}$  cosmogénico, bem como de  $^4\text{He}$  radiogénico (uma vez que as escoadas aparentam ter uma idade recente), a componente de  $^3\text{He}$  cosmogénico extraída durante o processo de fusão dos concentrados de olivina reduzidos a “pó”, pode ser calculada através da expressão:

$$^3\text{He}_{\text{cosmo}} = \left[ \left( \frac{^3\text{He}}{^4\text{He}} \right)_{\text{medido}} - \left( \frac{^3\text{He}}{^4\text{He}} \right)_{\text{magma}} \right] * [^4\text{He}]_{\text{medido}} \quad (9.11)$$

correspondendo  $(^3\text{He}/^4\text{He})_{\text{magma}}$  à razão isotópica obtida pelo processo de esmagamento. Os resultados encontram-se sintetizados na tabela 9.5.

As razões isotópicas associadas à componente magmática revelam uma variação consistente com os resultados apresentados anteriormente no ponto 9.2.1.. Para a amostra PMT-51B, o valor estimado para a produção de  $^3\text{He}$  cosmogénico é negativo e traduz a ausência de  $^3\text{He}$  cosmogénico na rede cristalina da olivina.

	Peso (g)	$^4\text{He}$ (STP $\text{cm}^3/\text{g}$ )	R/Ra medido (1500 °C)	$\pm$	R/Ra magma	$\pm$	$^3\text{He}_{\text{cosmo}}$ (atm/g)	$\pm$
PMT-8	1.06	1.9E-09	17.8	6.3	9.8	0.3	574534	451482
PMT-15	0.76	5.9E-09	22.4	3.5	8.2	0.2	3126535	776724
PMT-51B	0.64	1.4E-08	2.3	1.1	9.9	0.3	-3896505	557674
PMT-61A	0.90	4.5E-10	82.3	78.1	9	0.3	1221335	1303144
PMT-61B	1.15	2.0E-09	9.8	5.5	9.5	0.3	21909	416003
PMT-98A	0.70	6.3E-10	82.2	72.9	8.7	0.3	1715346	1703503
PMT-98B	0.82	8.4E-09	9.7	1.9	9.6	0.4	38356	598904

**Tabela 9.5.** Análises isotópicas de He obtidas a partir do esmagamento dos fenocristais de olivina ( $R/Ra_{\text{magma}}$ ) e da fusão dos concentrados reduzidos a "pó". O erro analítico corresponde a  $1\sigma$ . A abundância de  $^3\text{He}$  cosmogénico foi calculada a partir da equação 9.11 ( $1 \text{ STPcm}^3/\text{g} = 2.6868 \times 10^{19}$  átomos).

A taxa de produção do  $^3\text{He}$  cosmogénico para cada uma das escoadas amostradas pode ser calculada de acordo com o método de Lal (1991) referido anteriormente. Considerando uma latitude geomagnética de  $30^\circ$  para a ilha Terceira e uma taxa de produção de  $^3\text{He}$  cosmogénico de  $85 \text{ atm}\cdot\text{g}^{-1}\cdot\text{a}^{-1}$  a alta latitude para o nível do mar, é possível determinar a taxa de produção para as diferentes escoadas, atendendo às diferentes cotas a que foi realizada a amostragem. A razão entre a concentração de  $^3\text{He}$  cosmogénico calculada para cada uma das amostras e a taxa de produção fornece, assim, a idade absoluta daquelas escoadas (Tabela 9.6).

	Cota (m)	$N(\lambda_m, h)$	$P(\lambda_m, h)$	$^3\text{He}_{\text{cosmo}}$ (atm/g)	$\pm$	Idade (anos)	$\pm$
PMT-8	4	471	71	574534	451482	8093	6355
PMT-15	16	476	72	3126535	776724	43603	10824
PMT-51B	10	473	71	-3896505	557674	-54614	7811
PMT-61A	496	695	105	1221335	1303144	11660	12431
PMT-61B	496	695	105	21909	416003	209	3968
PMT-98A	519	707	107	1715346	1703503	16093	15970
PMT-98B	527	711	107	38356	598904	358	5581

**Tabela 9.6.** Idade absoluta determinada a partir da concentração de  $^3\text{He}$  cosmogénico e da taxa de produção anual  $P(\lambda_m, h)$  estimada através do método de Lal (1991). O parâmetro  $N(\lambda_m, h)$  corresponde à taxa de desintegração nuclear na atmosfera, calculada a partir do polinómio de Lal (1991) (vide equação 9.10).

Não obstante o elevado erro associado à maioria das idades determinadas, os resultados permitem confirmar uma idade holocénica para estas escoadas. As lavas basálticas de Porto Judeu e Porto Martins consideradas, ao longo do presente trabalho, como representativas de líquidos primários, apresentam idades significativamente distintas:  $43603 \pm 10824$  anos para a lava de Porto Judeu que, de resto, representa a idade mais antiga do conjunto das escoadas estudadas, e  $8093 \pm 6355$  anos para a lava de Porto Martins.

Refira-se ainda que, no processo de esmagamento dos concentrados de olivina, foram também analisados os isótopos de Ne, encontrando-se os resultados expostos na tabela 9.7. Para todas as amostras foram obtidas razões isotópicas com assinatura atmosférica, ou seja,  $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} = 9.8$  e  $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} = 0.029$ .

	Peso (g)	$^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$	±	$^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$	±	$^{22}\text{Ne}$
PMT-8	1.198	9.72	0.03	0.0291	0.0002	1.78E-11
PMT-15	0.903	9.79	0.03	0.0295	0.0003	1.12E-11
PMT-51B	0.824	9.88	0.09	0.0296	0.0014	9.20E-13
PMT-61A	1.023	9.96	0.05	0.0302	0.0005	2.40E-12
PMT-61B	1.277	9.77	0.03	0.0300	0.0003	4.50E-12
PMT-98A	0.874	9.78	0.04	0.0295	0.0006	3.18E-12
PMT-98B	0.889	9.89	0.06	0.0287	0.0009	1.76E-12

**Tabela 9.7.** Análises isotópicas de Ne obtidas a partir do esmagamento dos fenocristais de olivina. O erro analítico corresponde a  $1\sigma$ .

#### **9.4. Problemática relacionada com a contaminação atmosférica de Ne**

Como referido anteriormente, a linha obtida para a ilha Terceira no diagrama dos três isótopos de Ne é interpretada como uma linha de mistura entre um componente mantélico (pluma da Terceira;  $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}=13.8$  e  $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}=0.052$ ) e um componente atmosférico ( $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}=9.8$  e  $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}=0.029$ ). A percentagem de cada um dos componentes envolvidos na mistura pode ser calculado de acordo com as equações:



$$\left(\frac{{}^{20}\text{Ne}}{{}^{22}\text{Ne}}\right)_{\text{medido}} = (1-f) * \left(\frac{{}^{20}\text{Ne}}{{}^{22}\text{Ne}}\right)_{\text{atmosfera}} + f * \left(\frac{{}^{20}\text{Ne}}{{}^{22}\text{Ne}}\right)_{\text{manto}} \quad (9.2)$$

$$f = \frac{\left(\frac{{}^{20}\text{Ne}}{{}^{22}\text{Ne}}\right)_{\text{medido}} - \left(\frac{{}^{20}\text{Ne}}{{}^{22}\text{Ne}}\right)_{\text{atmosfera}}}{\left(\frac{{}^{20}\text{Ne}}{{}^{22}\text{Ne}}\right)_{\text{manto}} - \left(\frac{{}^{20}\text{Ne}}{{}^{22}\text{Ne}}\right)_{\text{atmosfera}}} \quad (9.3)$$

onde  $f$  representa a fracção da componente mantélica presente na mistura. Para a amostra PMT-98 ( ${}^{20}\text{Ne}/{}^{22}\text{Ne} = 11.28$ , Fig. 9.2 e Tabela 9.3) o componente atmosférico representa 63% da mistura. A presença deste componente nos basaltos oceânicos tem vindo a ser interpretado como resultado de um processo de contaminação na dependência dos processos superficiais, nomeadamente por interacção do magma com a água do mar e/ou crosta oceânica alterada (e.g. Farley & Poreda, 1993).

O facto de se terem obtido excessos em Ne (relativamente às razões isotópicas atmosféricas) para alguns concentrados de olivina extraídos das lavas associadas ao sistema vulcânico Fissural, poderia ser considerado como consequência destas representarem líquidos menos evoluídos do que aqueles associados ao sistema de Santa Bárbara. Os fenocristais de olivina contidos nas primeiras podem ter cristalizado a maior profundidade ou, alternativamente, os magmas hospedeiros podem ter ascendido mais rapidamente favorecendo uma menor assimilação do componente atmosférico. Seria de esperar, porém, que os maiores excessos fossem verificados para as olivinas provenientes das amostras PMT-8 ou PMT-15, cuja composição foi considerada representativa de líquidos primários (vide capítulo 7). Esta expectativa é ainda reforçada pelos dados de geotermobarometria discutidos anteriormente (vide ponto 7.6.). Com efeito, para as lavas associadas ao sistema vulcânico Fissural foram sugeridas profundidades de cristalização entre 15 e 30 km, as quais tornam difícil aceitar a ocorrência de contaminação atmosférica do magma que constitui inclusões retidas no interior dos fenocristais de olivina.

Ballentine & Barfod (2000) consideram que a contaminação atmosférica observada nas análises isotópicas de vidros vulcânicos surge como resultado do

---

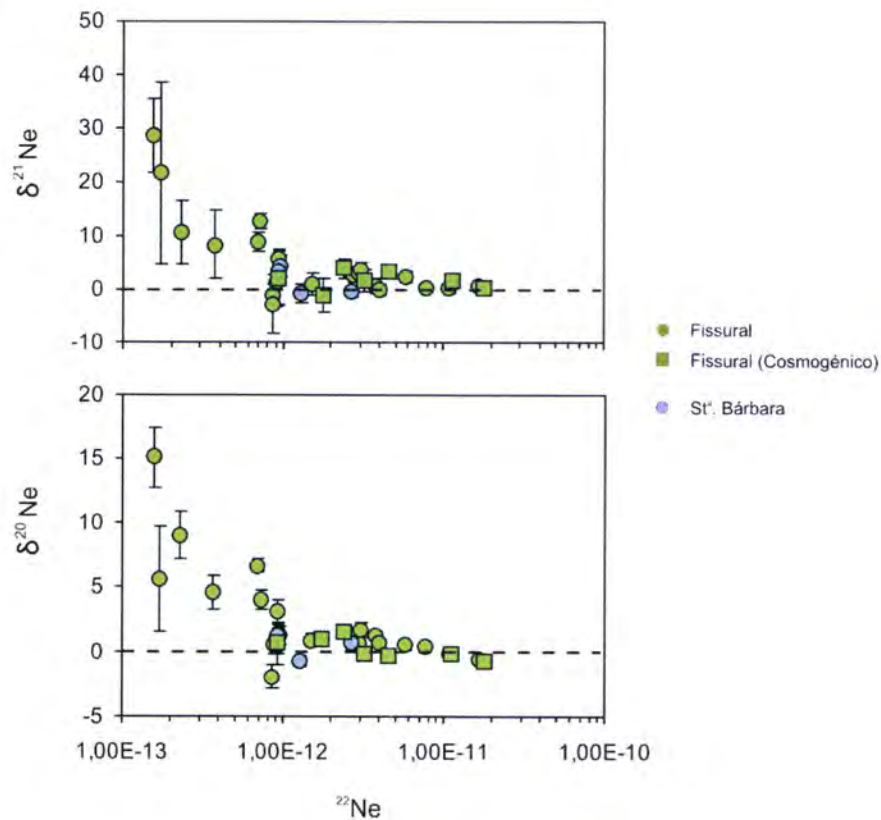
processamento das amostras em laboratório. Falta, contudo, uma explicação fundamentada que contorne o facto de existirem conjuntos de amostras sujeitas ao mesmo tratamento laboratorial e procedimento experimental que apresentam contribuições muito diferentes da componente atmosférica. Uma crítica ao modelo proposto por estes autores é apresentada por Sarda (2004), o qual sugere a existência de reciclagem de Ne atmosférico para o manto. O mesmo autor admite, no entanto, que a maior parte dos voláteis deve retornar à atmosfera (~90%) no decurso dos processos vulcânicos associados às zonas de subducção, à semelhança do proposto inicialmente por Staudacher & Allègre (1988) e mais recentemente por Moreira et al. (2003).

Relativamente à fonte mantélica associada ao vulcanismo da ilha Terceira, foi sugerida a presença de componentes do tipo HIMU e EM, interpretados como resultado da subducção de crosta oceânica e sedimentos, respectivamente (vide ponto 7.5.3.). Assim, o modelo de reciclagem proposto por Sarda (2004) pode eventualmente explicar a obtenção de razões atmosféricas para a maioria dos concentrados de olivina já que, nesse caso, a assinatura isotópica terá sido adquirida pelo magma durante a fusão parcial do manto. Refira-se que o excesso em Ne foi obtido quase exclusivamente nas amostras que, do ponto de vista dos elementos traço, apresentam uma assinatura do tipo EMI mais pronunciada (vide Fig. 7.19, ponto 7.4.2.), sugerindo que a crosta oceânica e os sedimentos subductados possam contribuir de forma distinta para a reciclagem de Ne atmosférico para o manto.

Antes de terminado este ponto, importa alertar para o facto do modelo de reciclagem não explicar todas as observações que resultam da análise dos dados apresentados neste trabalho. Com efeito, algumas das amostras que sobressaem no diagrama dos três isótopos de Ne (Fig. 9.2) foram novamente amostradas tendo em vista a sua datação a partir da produção de  $^3\text{He}$  cosmogénico (vide ponto anterior). Para estas amostras, as análises isotópicas de Ne efectuadas sobre concentrados de olivina de características semelhantes não revelaram qualquer excesso em Ne relativamente aos valores atmosféricos (Tabela 9.7). A diferença entre estas últimas e aquelas amostradas inicialmente refere-se apenas ao tipo de amostragem: enquanto que as amostras para datação foram colhidas na superfície de topo das escoadas, onde a produção da componente cosmogénica é máxima, as primeiras foram

maioritariamente colhidas em barreiras de estrada que permitiram aceder ao núcleo das mesmas escoadas.

Ainda que seja necessária a aquisição de um maior número de dados, a observação anterior pode sugerir que a contaminação atmosférica possa estar relacionada com a cristalização das lavas à superfície. No entanto, a maior concentração de Ne encontrada para as amostras que apresentam razões atmosféricas implica a incorporação de Ne atmosférico no interior dos fenocristais olivina (Fig. 9.5). O mecanismo que poderia ser responsável por tal processo permanece, contudo, por constringer.



**Fig. 9.5.** Razões isotópicas de Ne normalizadas relativamente à atmosfera de acordo com a notação  $\delta$  (Shaw et al., 2001).  $\delta^i\text{Ne} = [(^i\text{Ne}/^{22}\text{Ne}_{\text{amostra}} / ^i\text{Ne}/^{22}\text{Ne}_{\text{atmosfera}}) - 1] \times 100$ .  $i$  é igual a 20 ou 21. As linhas a tracejado representam as razões isotópicas  $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$  e  $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$  atmosféricas. O erro analítico corresponde a  $1\sigma$ .





## 10. Considerações finais

---

Nos capítulos anteriores procedeu-se a uma análise, tão exaustiva quanto possível, dos dados de geoquímica elementar e isotópica (He e Ne) apresentados ao longo deste trabalho. As implicações que resultam dessa análise serão aqui sintetizadas focando alguns aspectos relacionados com a origem e evolução da ilha Terceira.

No que concerne à origem, o cálculo das temperaturas de extracção magmática com base nas composições macroelementares dos magmas primários, permite reconhecer a existência, no manto subjacente à ilha Terceira, de excessos de temperatura ( $\Delta T = 100-170$  °C) relativamente à temperatura que normalmente caracteriza a astenosfera (1280 °C; McKenzie & Bickle, 1988). Tais excessos, bem como o carácter enriquecido em elementos incompatíveis das lavas mais primitivas [e.g.  $(La/Yb)_n = 7.4-11.3$ ], apontam para uma origem do *hotspot* dos Açores na dependência de uma pluma mantélica. Esta ideia, tendo sido inicialmente defendida por Schilling (1975), acabaria ser posta em causa mais recentemente por Bonatti (1991).

A existência da pluma mantélica dos Açores é, contudo, demonstrada pelas assinaturas isotópicas dos gases nobres, em particular do Ne. Razões isotópicas  $^4\text{He}/^3\text{He}$  claramente inferiores ao valor tipicamente atribuído aos basaltos do tipo MORB foram obtidas em algumas lavas ( $^4\text{He}/^3\text{He} \leq 65500$ ;  $R/Ra \geq 11$ ), sugerindo a contribuição do manto profundo nos processos de magmatogénese. No entanto, para essas lavas, a ausência de dados de índole geocronológica não permite invalidar categoricamente uma eventual contribuição de He cosmogénico. Já as assinaturas isotópicas de Ne obtidas para algumas das lavas associadas ao sistema vulcânico Fissural permitem reconhecer, de forma indubitável, a contribuição de um reservatório de características primitivas [ $(^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne})_{\text{corr}} = 0.052$ ], o qual tem vindo a ser interpretado como representativo do manto inferior (e.g. Moreira & Allègre, 1998).

O conjunto dos dados isotópicos apresentados aponta, assim, para a origem profunda da pluma dos Açores. Dois locais são habitualmente referidos como fonte das plumas mantélicas profundas: a descontinuidade dos 670 km, que estabelece a

---

transição entre o manto superior e inferior (e.g. Allègre & Moreira, 2004) ou, alternativamente, a interface manto-núcleo, situada a cerca de 2900 km de profundidade (e.g. Bijwaard & Spakman, 1999).

Como referido no capítulo 3., os modelos de tomografia sísmica interpretados a partir da velocidade de propagação das ondas S descrevem, para os Açores, a existência de uma zona de baixa velocidade que não se propaga abaixo dos 250 km de profundidade. De acordo com Davaille & Vatteville (2005) e Silveira et al. (em imp.) a ausência de uma zona anómala mais profunda pode ser explicada considerando a pluma nos estádios finais da sua existência. A anomalia relativamente superficial corresponderia, assim, aos últimos estádios de ascensão, estando a “cauda” da pluma já desenraizada da sua origem. A imagem tomográfica do manto subjacente aos Açores obtida através da velocidade de propagação das ondas S é, contudo, contrariada pelo modelo de tomografia sísmica publicado também recentemente por Montelli et al. (2004). Através de um método de inversão aplicado à velocidade de propagação das ondas sísmicas P de baixa frequência, o modelo daqueles autores permite individualizar a pluma dos Açores até aos 1450 km de profundidade.

A idade proposta para o início da construção do *plateau* vulcânico dos Açores (entre os 10 e os 20 Ma; vide capítulo 3.) permite estabelecer algumas considerações no que concerne à origem da pluma mantélica. Com efeito, admitindo que esta idade corresponde à chegada da pluma à base da crosta oceânica<sup>49</sup>, é possível calcular a velocidade de ascensão considerando uma origem na zona de transição ou na interface manto-núcleo. Para o primeiro caso são obtidas velocidades entre 3.4 e 6.7  $\text{cm.a}^{-1}$ , enquanto que para uma raiz localizada a 2900 km de profundidade é necessário considerar velocidades significativamente mais elevadas, entre 14.5 e 29  $\text{cm.a}^{-1}$ . Ainda que a velocidade de ascensão das plumas mantélicas referenciada na bibliografia possa ser tão variável quanto 10  $\text{cm.a}^{-1}$  e 100  $\text{m.a}^{-1}$  (e.g. Larson & Olson, 1991; Hauri et al., 1994), os dados relativos à série de desequilíbrio do U permitiram estimar uma velocidade de ascensão entre 3 e 4  $\text{cm.a}^{-1}$  para a pluma dos Açores (Bourdon et al., 2005). Estas velocidades são mais compatíveis com uma origem da pluma mantélica na zona de descontinuidade dos 670 km e convergem na direção do recente modelo proposto por Allègre e Moreira (2004) que considera, com base na

---

<sup>49</sup> No início da sua actividade considera-se a pluma dos Açores centrada na crista média Atlântica, de acordo com a sugestão de Gente et al. (2003).



estimativa das abundâncias de  $^3\text{He}$ ,  $^{22}\text{Ne}$  e  $^{36}\text{Ar}$  no manto inferior, a descontinuidade dos 670 km como a origem mais provável das plumas mantélicas

Os magmas da ilha Terceira preservam evidências da sua geração por percentagens variadas de fusão parcial de uma fonte mantélica cujo carácter heterogéneo é comprovado quer pelos dados de geoquímica elementar apresentados, quer pelas assinaturas isotópicas de Pb descritas por Dupré et al. (1982). O componente HIMU é amostrado fundamentalmente pelos magmas associados ao sistema vulcânico de Santa Bárbara, estando o componente EM presente na assinatura dos elementos traço das lavas associadas ao sistema Fissural. Relativamente ao sistema vulcânico dos Cinco Picos, é possível reconhecer uma assinatura intermédia entre aqueles dois extremos. Aos componentes HIMU e EM haverá que acrescentar o componente DMM, tal como também é atestado pelos dados isotópicos de He e Ne.

As lavas máficas da ilha Terceira apresentam características transicionais entre os basaltos alcalinos e toleíticos, encontrando-se evidências para a sua geração em equilíbrio com paragénese residuais quer com granada quer com espinela. De facto, a assinatura dos elementos traço, em particular o perfil fraccionado obtido para o conjunto das terras raras e o excesso de  $^{230}\text{Th}$  sobre  $^{238}\text{U}$  (Turner et al., 1997; Bourdon et al., 2005), permite considerar a presença de granada na fonte mantélica que deu origem aos magmas da ilha Terceira. As composições macro-elementares sugerem, contudo, que os magmas tenham estado em equilíbrio com paragénese residuais a profundidades entre 50 e 67 km, onde a fase aluminosa presente corresponde à espinela. Este aparente paradoxo é explicado pela reduzida espessura da litosfera (provavelmente inferior a 50 km) que terá permitido que a pluma, tendo começado a fundir na zona de estabilidade da granada (> 80 km), tenha terminado a sua ascensão a profundidades marcadas pela presença de espinela. Acresce referir que os magmas no seu percurso para a superfície terão interagido com a litosfera, como demonstrado pelas assinaturas geoquímicas que sugerem o seu equilíbrio com anfíbola.

Os cálculos de geotermobarometria realizados com base no estudo dos fenocristais de olivina e clinopiroxena em equilíbrio com os líquidos magmáticos expressos pela composição de rocha total, permitiram reconhecer diferentes profundidades a que se terá iniciado a cristalização dos magmas. Para as lavas associadas ao sistema

---

vulcânico Fissural foram estimadas profundidades entre 15 e 30 km e entre 8 e 15 km para as lavas associadas ao sistema de Santa Bárbara. O carácter significativamente evoluído ( $Ni < 30$  ppm;  $Mg\# < 48$ ) das lavas máficas associadas ao sistema de Santa Bárbara sugere o desenvolvimento de câmaras magmáticas importantes que, a julgar pela profundidade a que se produziu a cristalização da clinopiroxena, estariam localizadas na transição crosta-manto. No que concerne ao sistema vulcânico Fissural, o carácter mais primitivo das suas lavas encontra-se intimamente relacionado com o desenvolvimento do rifte da Terceira que terá facilitado a ascensão de magmas impedindo, assim, uma maior evolução magmática.

## Bibliografia

---

- Akamatsu, T., Fujino, K., Fujimura, A., Kato, M., Sawamoto, H., e Yamanaka, T. (1988). Pressure and temperature dependence of cation distribution in Mg-Mn olivine. *Phys. and Chem. of Minerals*, 16: 105-113.
- Albarède, F. e Tamagnan, V. (1988). Modeling the recent geochemical evolution of the Piton de la Fournaise volcano, Réunion Island, 1931 – 1986. *J. Petrol.*, 29: 997-1030.
- Albarède, F., (1998). Time-dependent models of U-Th-He and K-Ar evolution and the layering of mantle convection. *Chem. Geol.*, 145: 413-429
- Albarède, F., Luais, B., Fitton, G., Semet, M., Kaminski, E., Upton, B., Bachèlery, P. e Cheminée, J.-L. (1997). The Geochemical regimes of Piton de la Fournaise Volcano (Réunion) during the last 530000 years. *J. Petrol.*, 38(2): 171-201.
- Albarède, F. (1992). How deep do common basaltic magmas form and differentiate? *J. Geophys. Res.*, 97: 10997-11009.
- Allègre, C. J. (2002). The evolution of mantle mixing. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A360: 2411-2431, doi: 10.1098/rsta.2002.1075.
- Allègre, C. J. e Moreira, M. (2004). Rare gas systematics and the origin of oceanic islands: the key role of entrainment at the 670 km boundary layer. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 228: 85-92
- Allègre, C. J. e Turcotte, D.L. (1985). Geodynamic mixing in the mesosphere boundary layer and the origin of oceanic islands. *Geophys. Res. Lett.*, 12: 207-210.
- Allègre, C. J. (1987). Isotope geodynamics, *Chem. Geol.*, 175-203.
- Allègre, C.J., Moreira, M. e Staudacher T., (1995).  $^4\text{He}/^3\text{He}$  dispersion and mantle convection, *Geophys. Res. Lett.*, 22(17): 2325-2328.
- Allègre, C. J., Dupré, B. e Lewin, E. (1986). Thorium/Uranium ratio of the Earth. *Chem. Geol.*, 56: 219-227.
- Allègre, J. C., Treuil, M., Minster, J.-F., Minster, B. e Albarède, F. (1977). Systematic Use of Trace Element in Igneous Process. *Contrib. Min. Petrol.*, 60: 57-75.





- 
- Andersen, D. J. e Lindsley, D. H. (1985). New (and final!) models for the Ti-magnetite/ilmenite geothermometer and oxygen barometer. Abstract AGU 1985 Spring Meeting Eos Transactions. American Geophysical Union, 66: (18), 416.
- Anderson, D. (2000). The statistics and distribution of helium in the mantle. *Int. Geol. Rev.*, 42: 289-311.
- Anderson, D. L. (1998). The helium paradoxes. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, 95: 4822-4827
- Annersten, H., Adetunji, J., e Filippidis, A. (1984). Cation ordering in Fe-Mn silicate olivines. *Am. Mineral.*, 69: 1110–1115.
- Asimow, P. D., Dixon, J. E. e Langmuir, C. H. (2004). A hydrous melting and fractionation model for mid-ocean ridge basalts: Application to the Mid-Atlantic Ridge near the Azores. *Geochem. Geophys. Geosys.*, 5 (1): Q01E16, doi:10.1029/2003GC000568.
- Asimow, P. D., e Langmuir, C. H. (2003). The importance of water to oceanic mantle melting regimes. *Nature*, 421: 815-820.
- Augustithis, S. S. (1978). Atlas of the textural patterns of basalts and their genetic significance. *Elsevier Scientific Publishing Company*. 323 pp.
- Bacon, C. R. e Hirschmann, M. M. (1988). Mg/Mn partitioning as a test for equilibrium between coexisting Fe-Ti oxides. *Am. Mineral.*, 73: 57-61.
- Ballentine, C. J. e Barfod, D. N. (2000). The origin of air-like noble gases in MORB and OIB. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 180: 39-48.
- Ballentine, C.J., van Keken, P.E., Porcelli, D. e Hauri, E. (2002). Numerical models, geochemistry, and the zero paradox noble gas mantle. *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond., A*. 360: 2611-2631, doi:10.1098/rsta.2002.1083.
- Barfod, D. N., Ballentine, C. J., Halliday, A. N., e Fitton, J. G. (1999). Noble gases in the Cameroon line and the He, Ne and Ar isotopic compositions of high  $\mu$  (HIMU) mantle. *J. Geophys. Res.*, 104: 29509-29527.
- Basaltic Volcanism Study Project. (1981). Basaltic Volcanism on the Terrestrial Planets. *Pergamon Press, Inc.*, New York. 1286 pp.
- Beattie, P. (1993). Olivine-melt and orthopyroxene-melt equilibria. *Contrib. Min. Petrol.*, 115: 103-111.

- Beattie, P., Ford, C. e Russel, D. (1991). Partition coefficients for olivine-melt and orthopyroxene-melt systems, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 109: 212-224.
- Beattie, P., Drake, M. Jones, J., Leeman, N., Longhi, J., McKay, G., Nielsen, R., Palme, H., Shaw, D., Takahashi, E. e Watson, B. (1993). Terminology for trace-element partitioning. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57: 1605-1606.
- Benkert, J.-P., Baur, H., Signer P. e Wieler, R. (1993). He, Ne and Ar from the Solar Wind and Solar Energetic Particles in lunar ilmenites and pyroxenes. *J. Geophys. Res.*, 98: 13147-13162.
- Best, M. e Christiansen, E. (2001). Igneous Petrology, *Blackwell Science, Inc.* 458 p.
- Bijwaard, H. e Spakman, W. (1999). Tomographic evidence for a narrow whole mantle plume below Iceland, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 166: 121-126.
- Blatt, H. e Tracy, R. J. (1995). Petrology: igneous, sedimentary and metamorphic. *W. H. Freeman and Company*. New York.
- Blundy, J. D., Robinson, J. A. C. e Wood, B. J. (1998). Heavy REE are compatible in clinopyroxene on the spinel lherzolite solidus. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 160: 493-504
- Blundy, J. e Wood, B. (2003). Partitioning of trace elements between crystals and melts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 210: 383-397.
- Bonatti, E. (1991). Not so "Hot Spots" in the oceanic mantle, *Science*, 250: 107-110.
- Borley, G. D. Sudabay, P. e Scott, P. (1971). Some xenoliths from the alkalic rocks of Tenerife, Canary Islands. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 31: 102-114.
- Bourdon, B., Langmuir, C. H. e Zindler, A. (1996). Ridge-hotspot interaction along the Mid-Atlantic ridge between 37°30 and 40°30 N : the U-Th disequilibrium evidence. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 142: 175-190.
- Bourdon, B., Turner, S. P. e Ribe, N. M. (2005). Partial melting and upwelling rates beneath the Azores from a U-series isotope perspective. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 239: 42-56.
- Breddam, K. e Kurz, M. D. (2001) Helium isotope signatures of Iceland alkaline lavas. *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, 82: F1315.

- 
- Brown, E. T., Stallard, R. F., Raisbeck, G. M. e Yiou, F. (1992). Determination of the denudation rate of Mount Roraima, Venezuela, using cosmogenic  $^{10}\text{Be}$  and  $^{26}\text{Al}$ . *Eos* 73 (43): 170.
- Buddington, A.F. e Lindsey, D.H. (1964). Iron-titanium oxide minerals and syntetic equivalents. *J. Petrol.*, 5: 310-357.
- Bufo, E., Udías A. e. Colombás, M.A, Seismicity, (1988). Source mechanisms and tectonics of the Azores-Gibraltar plate boundary. *Tectonophysics*, 152: 89-118.
- Burke, K.C. e Wilson, J.T. (1976). Hot Spots on the Earth's Surface. In: Volcanoes and the earth's interior. *R.Decker & B.Decker*, eds.: 31-42.
- Burns, R. G. (1970). The crystal field spectra and evidence of cation ordering in olivine minerals. *Am. Mineral.*, 55: 1608-1632.
- Campbell, I.H. e Griffiths, R.W. (1992). The changing nature of mantle hotspots through time: Implications for the chemical evolution of the mantle. *J. Geol.*, 92: 497-523.
- Cannat, M., Briais, A., Deplus, C., Escartín, J., Georgen, J., Lin, J., Mercouriev, S., Meyzen, C., Muller, M., Pouliquen, G., Rabain, A. e Silva, P. (1999). Mid-Atlantic Ridge-Azores hotspot interactions: along-axis migration of a hotspot-derived event of enhanced magmatism 10 to 4 Ma ago. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 173: 257-269.
- Carmichael, I.S.E., Turner, F.J. e Verhoogen, J. (1974). *Igneous Petrology*. McGraw-Hill: 739 pp.
- Carracedo, J.C., Day, S., Guillou, H., Rodríguez, E., Canas, J.A. e Pérez, F. J. (1998). Hotspot volcanism close to a passive continental margin. *Geol. Mag.*, 135: 591-604.
- Carroll, M. e Draper, D.. (1994). Noble gases as trace elements in magmatic processes. *Chem. Geol.*, 117: 37-56.
- Cashman, K. V., Thornber, C. R. e Kauahikaua, J. P. (1999). Cooling and crystallization of lava in open channels, and the transition of pahoehoe lava to 'a'a. *Bull. Volcanol*, 61: 306-323.



- Cebriá, J.-M. e López-Ruiz, J. (1996). A refined method for trace element modelling of nonmodal batch partial melting processes: The Cenozoic continental volcanism of Calatrava, central Spain. *Geochim Cosmochim. Acta*, 60(8): 1355-1366.
- Chaffey, D.J., Cliff, R.A. & Wilson, B.M. (1989). Characterization of the St. Helena magma source. In: Saunders, A.D. & Norry, M.J. (eds) - Magmatism in the ocean basins. *Geological Society, Spec. Publ.*, 42: 257-276.
- Chamorro-Pérez, E., Gillet, P., ambon, A., Badro, J., e McMillan, P. (1998). Low argon solubility in silicate melts at high pressure. *Nature*, 393.
- Chauvel, C., Hofmann, A.W. e Vidal, P. (1992) - HIMU-EM: The French Polynesian connection. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 110: 99-119.
- Chevalier, A. (1935). - Les îles du Cap-Vert. Flore de l'archipel. *Rev. Bot. Appl.*, 15:733-1090.
- Clague, D.A. (1988). Petrology of ultramafic xenoliths from Loihi Seamount, Hawaii. *J. Petrol.*, 29:1161-1186.
- Clague, D.A. e Frey, F.A. (1982). Petrology and trace element geochemistry of the Honolulu volcanics, Oahu: Implications for the oceanic mantle below Hawaii. *J. Petrol.*, 23: 447-504.
- Clague, D.A., Moore, J.G., Dixon, J.E. e Friesen, W.B. (1995). Petrology of submarine lavas from Kilauea's Puna Ridge, Hawaii. *J. Petrol.*, 36: 299-349.
- Class, C. e Goldstein, S. L. (1997). Plume lithosphere interaction in the ocean basins: constraints from the source mineralogy. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 150: 245-260.
- Coltice, N. e Ricard, Y. (2002). On the origin of noble gases in mantle plumes. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.* 360: 2633-2646.
- Courtillot, V., Davaille, A., Besse J. e Stock, J. (2003). Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* 205: 295-308.
- Craig, H. e Lupton, J.E. (1976). Primordial neon, helium and hydrogen in oceanic basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 31: 369-385.
- Danyushevsky, L. V. (2000). The effect of small amounts of H<sub>2</sub>O on crystallisation of mid-ocean ridge and backarc basin magmas. *J. Volcanol. and Geotherm. Res.*, 110: 265-280.

- 
- Davaille, A. (1999). Two-layer thermal convection in miscible viscous fluids. *J. Fluid Mech.*, 379: 223-253.
- Davaille, A. e Vatteville, J. (2005). On The transient nature of mantle plumes. *Geophys. Res. Lett.*, vol.32, L14309, doi:10.1029/2005GL023029.
- Davies, G. F. (1999). Geophysically constrained mantle mass flows and  $^{40}\text{Ar}$  budget: a degassed lower mantle? *Earth Planet Sci Lett.*, 166: 149-162.
- Davies, G. R., Norry, M. J., Gerlach, D. C. e Cliff, R. A. (1989). A combined chemical and Pb-Sr-Nd isotope study of the Azores and Cape Verde hot-spots: The geodynamic implications. In: Saunders, A.D. & Norry, M.J. (eds) - Magmatism in the ocean basins. *Geol. Soc. Special Publication*, 42: 231-235.
- De Paolo, D. J. (1980). Crustal growth and mantle evolution: inferences from models of element transport and Nd and Sr isotopes. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 44: 1185-1196.
- Deer, W. A., Howie, R. A. e Zussman, J. (1992). Minerais constituintes das rochas. Uma introdução. *Fundação Calouste Gulbenkian*, Lisboa. 727 pp.
- DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., Stein, S. (1990). Current plate motions. *Geophys. J. Int.*, 101: 425-478.
- Dixon, E. (2003). Interpretation of helium and neon isotopic heterogeneity in Icelandic basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 206: 83-99.
- Dixon, E.T., Honda, M., cDougall, I., ampbell, I.H., Sigurdsson, I. (2000). Preservation of near solar neon isotopic ratios in Icelandic basalts. *Earth Planet Sci Lett.*, 180: 309-324.
- Dixon, J.E. Clague, D. e Stolper, E. (1991). Degassing history of water, sulfur and carbon in submarine lavas from Hilauea volcano, Hawaii. *J. Geol*, 99: 371-394.
- Doucet, S., Moreira, M, Weis, D., Scoates, J. S., Giret, A. e Allègre, C. (2006). Primitive neon and helium isotopic compositions of high-MgO basalts from the Kerguelen Alchipelago, Indian Ocean. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 241: 65-79.
- Dupré, B., Lambret, B. e Allègre, C. J. (1982). Isotopic variations within a single oceanic island: the Terceira case. *Nature*, 299: 620-622.

- Dupuy, C., Barszczus, H.G., Dostal, J., Vidal, P. e Liotard, J.-M. (1989). Subducted and recycled lithosphere as the mantle source of ocean island basalts from Southern Polynesia, *Central Pacific. Chem. Geol.*, 77: 1-18.
- Ellam, R. M. (1992). Lithospheric thickness as a control on basalt geochemistry. *Geology*, 20: 153-156.
- Elliot, D. H., Fleming, T. H., Kyle, P. R. & Foland, K. A. (1999). Long-distance transport of magmas in the Jurassic Ferrar Large Igneous Province, Antarctica. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 167, 89-104.
- Farley, K.A. e Neroda, E. (1998). Noble gases in the Earth's mantle, *Annual Review of Earth Planet. Sci.*, 26: 189-218.
- Farley, K.A. e Poreda, J. (1993). Mantle neon and atmospheric contamination. *Earth Planet Sci Lett.*, 114: 325-339.
- Farley, K.A. Natland, J.H. e Craig H. (1992). Binary mixing of enriched and undegassed (primitive?) mantle components (He, Sr, Nd, Pb) in Samoan lavas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 111: 183-199.
- Farnetani, C.G., Legras, B. e Tackley, P.J. (2002). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 196: 1-15.
- Féraud, G. Kaneoka, I. e. Allègre, C.J. (1980). K/Ar ages and stress pattern in the Azores: Geodynamic implications. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 46: 275-286.
- Ferreira, M. e Azevedo, J. M. (1995). Evolução geológica do arquipélago dos Açores baseada na geocronologia. XV Curso de Actualização para Professores de Geociências - Seminário Geologia Atlântica. Associação Portuguesa de Geólogos - Universidade dos Açores. Ponta Delgada: 9 pp.
- Fitton, J.G., Saunders, A.D., Norry, M.J., Hardarson, B.S. e Taylor, R.N. (1997). Thermal and chemical structure of the Iceland plume. *Earth Planet. Sci Lett.*, 153: 197-208.
- Flower, M. F. J., Schmincke, H.-U. e Bowman, H. (1976). Rare earth and other trace elements in historic Azorean lavas. *J. Volcanol. and Geotherm. Res.*, 1: 127-147.
- Ford, C.E., Russel, D.G. Craven, J.A. e Fisk, M.R. (1983). Olivine-liquid equilibria: Temperature, pressure and composition dependence of the crystal/liquid cation partition coefficients for Mg, Fe<sup>2+</sup>, Ca and Mn. *J. Petrol.*, 24: 256-265.



- 
- Forjaz, V. H., Nunes, J. C. e Bracéelos, P. J. (2004). Algar do Carvão-Ilha Terceira-Açores. Cartograma vulcanoambiental. (ed. V.H.Forjaz). Observatório Vulcanológico e Geotérmico. Açores.
- Forjaz, V.H. (1988). Azores study tour. Field trip guide: seminar on the prediction of earthquakes, *Econ. Comm. for Europe-UN*, Lisbon, 26 pp.
- Fouquet, Y., J.-L. Charlou, Costa, I., J.-P. Donval, Radford-Konery, J., Pelle, H., ndreas, H., Lourenço, N., Segonzac, M. e Tivey, M. K. (1994). A detailed study of the Lucky Strike hydrothermal site and discovery of a new of a new hydrothermal site: Menez Gwen; preliminary results of DIVA1 cruise (5-29 May, 1994). *Inter-Ridge News*, 3: 14-17.
- Fram, M. S., e Leshner, C.E., (1997).. Generation and polybaric differentiation of magmas of East Greenland Early Tertiary flood basalts. *J. Petrol.*, 38: 231-275.
- Francis, D. (1995). The implications of picritic lavas for the mantle sources of terrestrial volcanism. *Lithos*, 34: 89-105.
- Francis. D. e Ludden, J. (1995). The signature of amphibole in mafic alkaline lavas, a study in the Northern Canadian Cordillera. *J. Petrol.*, 36: 1171-1191.
- Frey, F.A., Garcia, M.O. e Roden, M.F. (1994). Geochemical characteristics of Koolau volcano: Implications of intershield geochemical differenced among hawaiian volcanoes. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 58:1441-1462.
- Frey, F.A (1984). Rare earth element abundances in upper mantle rocks. In *Rare Earth Element Geochemistry* (ed. P. Henderson): 153-203. Elsevier.
- Frey, F.A., Green, D.H. e Roy, S.D. (1978). Integrated models of basalt petrogenesis: A study of quartz tholeiites to olivine melilitites from South Eastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data. *J. Petrol.*, 19: 463-513.
- Gaspar, J.L., Queiroz, G., Pacheco, J.M., Ferreira, T., Wallenstein, N., Almeida, M.H. e Coutinho, R. (2003). Basaltic lava balloons producing during the 1998-2001 Serreta Submarine Ridge eruption (Azores). *Geophys. Monograph*, 140: 205-212.

- Gente, P., Dymant, J. e Maia, M. e Goslin, J. (2003). Interaction between the Mid-Atlantic Ridge and the Azores hotspot during the last 85 Myr: Emplacement and rifting of the hotspot-derived plateaus. *Geochem. Geophys. Geosyst.* (4) 10, 8514, doi:10.1029/2003GC000527.
- Gerke, T.L., Killinc, A.I. e Sack, R.O. (2005). Ti-content of high-Ca pyroxenes as a petrogenetic indicator: an experimental study of mafic alkaline rocks from the Mt. Erebus volcanic region, Antarctica. *Contrib. Mineral. Petrol.* 148: 735-745.
- GERM Partition Coefficient (Kd) Database.  
<http://www.earthref.org/cgi-bin/er.cgi?s=germrd-s0-reservoir.cgi>
- Gosse, J.C. e Phillips, F.M. (2001). Terrestrial *in situ* cosmogenic nuclides: theory and applications. *Quat Sci Rev.* 20: 1475-1560.
- Graham, D. (2002). Noble gas isotope geochemistry of Mid-ocean Ridge and Ocean Island Basalts: Characterization of mantle source reservoirs. *Rev. Min. Geochem.*, 47: 247-317.
- Greenough, J.D. (1988). Minor phases in the earth's mantle. Evidence from trace - and minor - element patterns in primitive alkaline magmas. *Chem. Geol.*, 69:177-192.
- Grevemeyer, I. (1999). Isostatic geoid anomalies over mid-plate swells in the Central North Atlantic. *J. Geodynamics*, 28, (1) 41-50.
- Haggerty, S.E. (1976). Opaque mineral oxides in terrestrial igneous rocks. In: *Oxide Minerals* (R. Rumble, III, Ed.). *Rev. Mineralogy*, 3: Hg101-Hg300.
- Hanan, B.B. e Graham, D.W. (1996). Lead and helium isotope evidence from oceanic basalts for a common deep source of mantle plumes. *Science*, 272: 1-995.
- Hanson, G.N. (1980). Rare earth elements in petrogenetic studies of igneous systems. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 8: 371-406.
- Hanyu, ., Kaneoka, I. Nagao, K. (1999). Noble gas study of HIMU and EM ocean islands basalts in the Polynesian region. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 63: 1181-1201.
- Harrison, D.W., Burnard, P.G. e Turner, G. (1999). Noble gas behaviour and composition in the mantle: constraints from the Iceland plume. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 171: 199-207.

- 
- Hart, S. R. e Davis, K. (1978). Nickel partitioning between olivine and silicate melt. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 40: 203-219.
- Hart, S.R., Hauri, E.H., Oschmann, L.A., Whitehead, J.A. (1992). Mantle plumes and entrainment: isotopic evidence. *Science*, 256: 517-520.
- Hasenaka, T. e Carmichael, I. S. E. (1987). The cinder cones of Michoacan-Guanajuato, Central Mexico: Petrology and chemistry. *J. Petrol.*, 28: 241-269.
- Hauri, E. H., Whitehead, J. A. e Hart, S. R. (1994). Fluid dynamic and geochemical aspects of entrainment in mantle plumes. *J. Geophys. Res.*, 99 (B12): 24275-24300
- Hauri, E.H., Wagner, T.P., Grove, T.L. (1994). Experimental and natural partitioning of Th, U, Pb and other trace elements between garnet, clinopyroxene and basaltic melts. *Chem. Geol.*, 117: 149-166.
- Herzberg, C. e O'Hara, M.J. (1998). Phase equilibrium constraints on the origin of basalts, picrites and komatiites. *Earth. Sci. Ver.*, 44: 39-79.
- Hilton, D. R., Fisher, T.P., Marty, B. (2002). Noble gases and volatile recycling at subduction zones. *Rev. Mineral. Geochem.*, 47: 319-370.
- Hilton, D. R., Hammerschmidt, K., Teufel, S. e Friedrichen (1993). Helium isotope characteristics of Andean geothermal fluids and lavas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 120: 265-282.
- Hilton, D.R., Grönvold, K., Macpherson C. e Castillo, P. (1999). Extreme  $^3\text{He}/^4\text{He}$  ratios in northwest Iceland: constraining the common component in mantle plumes, *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 173: 53-60.
- Hilton, D.R., McMurtry, G.M., Kreulen, R. (1997). Evidence for extensive degassing of the Hawaiiin mantle plume from helium-carbon relationships at Kilauea volcano. *Geophys. Res. Lett.*, 24: 3065-3068.
- Hirschmann, M.M. e Ghiorso, M.S. (1994). Activities of nickel, cobalt, and manganese silicates in magmatic liquids and applications to olivine/liquid and to silicate/metal partitioning. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 58:4109-4126.



- Hofmann, A. W. (2003). Sampling mantle heterogeneity through oceanic basalts: Isotopes and trace elements, In *The Mantle and Core* (ed. R.W. Carlson) 2: 61-101. *Treatise on Geochemistry* (Eds. H. Holland e K. K. Turekian), Elsevier-Pergamon, Oxford.
- Honda, M. e McDougall, I. (1998). Primordial helium and neon in the Earth - a speculation on early degassing. *Geophys. Res. Lett.*, 25: 1951-1954.
- Honda, M. e Patterson, D.B. (1999). Systematic elemental fractionation of mantle-derived helium, neon, and argon in mid-oceanic ridge glasses. *Geochim. Cosmochim Acta*, 63: 2863-2874.
- Honda, M., McDougall, I., Patterson, D.B., Doulgeris, A. e Clague, D., (1991). Possible solar noble-gas component in Hawaiian basalts. *Nature*, 349: 149-151.
- Honda, M., McDougall, I., Patterson, D.B., Doulgeris, A. e Clague, D. (1993). Noble gases in submarine pillow basalt glasses from Loihi and Kilauea, Hawaii: A solar component in the Earth. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57: 859-874.
- Honda, M., McDougall, I., Patterson, D.B., Doulgeris, A., Clague, D.A. (1998). Noble gases in submarine pillow basalt glasses from Lohi and Kilauea, Hawaii: a solar component in the Earth. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57: 859-874.
- Hopp, J., Trieloff, M., Altherr, R. (2004). Neon isotopes in mantle rocks from the Red Sea region reveal large-scale plume-lithosphere interaction. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 219: 61-76.
- Humphris, S. E., e G. Thompson (1983). Geochemistry of rare earth elements in basalts from the Walvis Ridge: implications for its origin and evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 66: 223-242.
- Hunten, D. M., Pepin, R. O. e Walker, J. C. G. (1987). Mass fractionation in hydrodynamic escape. *Icarus*, 69: 532-549.
- Irvine, T.N. e Baragar, W.R.A. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, 8: 523-548.
- Ito, E., Whitte, W.M. e Göpel, C. (1987). The O, Sr, Nd and Pb isotope geochemistry of MORB. *Chem. Geol.*, 62: 157-172.
- Jacobsen, S.B. e Wasserburg, G.J. (1979). The mean age of the mantle and crustal reservoirs. *J. Geophys. Res.*, 84: 7411-7427.

- 
- Javoy, M. e Pineau, F. (1991). The volatiles record of a "popping" rock from the Mid-Atlantic ridge at 14°N: chemical and isotopic composition of gas trapped in the vesicles. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 107: 598-611.
- Ji, Y. e Nataf, H.C. (1998). Detection of mantle plumes in the lower mantle by diffraction tomography: Hawaii, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 159: 99-115.
- Joron, J., Bougault, H., Wood, D.A. e Treuil, M. (1978). Application de la géochimie des éléments en trace à l'étude des propriétés et des processus de genèse de la croûte océanique et du manteau supérieur. *Bull. Soc. Géol. France*, (7) 20: 521-531.
- Jurewicz, A.J e Watson, E.B. (1988a). Cations in olivine, Part 1: calcium partitioning and calcium magnesium distribution between olivines and coexisting melts, with petrologic applications. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 99: 176-185.
- Jurewicz, A.J e Watson, E.B. (1988b). Cations in olivine, Part 2: diffusion in olivine xenocrysts, with applications to petrology and mineral physics. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 99:186-201.
- Kelley, K. A., Plank, T., Farr, L., Ludden, J. e Staudigel, H. (2005). Subduction cycling of U, Th and Pb. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 234: 369-383.
- Kinzler, R.J., Grove, T.L. e Recca, S.I. (1990). An experimental study on the effect of temperature and melt composition on the partitioning of nickel between olivine and silicate melt. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54: 1255-1265.
- Klein, E.M. e Langmuir, C.H. (1987). Global correlation of ocean ridge basalt chemistry with axial depth and crustal thickness. *J. Geophys. Res.*, 92: 8089-8115.
- Krause D. e Watkins, N. (1970). North Atlantic crustal genesis in the vicinity of the Azores, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 19: 261-283.
- Krause, D.C. e Watkins, N.D. North (1970). Atlantic crustal genesis in the vicinity of the Azores. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 19: 261-283.
- Kuno, H. (1966). Lateral variation of basalt magma types across continental margins and islands arcs. *Bull. Volcanol.* 29: 195-222
- Kuritani, T. (1999). Boundary layer fractionation constrained by differential information from the Kutsugata lava flow, Rishiri Volcano, Japan. *J. Geophys. Res.*, 104 (B12): 29401-29417.

- Kurz, M. (1993). Mantle heterogeneity beneath oceanic islands: some inferences from isotopes. *Phil. Trans. Royal Society London*, A342: 91-103.
- Kurz, M. D. e Geist, D. (1999). Dynamics of the Galapagos hotspot from helium isotope geochemistry. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 63: 4139-4156.
- Kurz, M. (1986). *In situ* production of terrestrial cosmogenic helium and some applications to geochronology. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 50: 2855-2862.
- Kurz, M.D. e Brook, E.J. (1994). Surface exposure dating with cosmogenic nuclides. In: *Dating in Exposed and Surface Contexts* (Ed. C. Beck) University of New Mexico Press: 139-159.
- Kurz, M.D., Jenkins W.J. e Hart, .R. (1982). Helium isotopic systematics of oceanic islands and mantle heterogeneity, *Nature*, 297: 43-47.
- Kurz, M.D., Jenkins, W.J., Hart S.R. e Clague, D. (1983). Helium isotopic variations in volcanic rocks from Loihi Seamount and the island of Hawaii, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 66: 388-406.
- Kurz, M.D., Kenna, T.C., Lassiter, J.C. e DePaolo, D.J. (1996). Helium Isotopic Evolution of Mauna Kea Volcano: First Results From the 1 Km Drill Core. *J. Geophys. Res.*, 101: 11,781-11,791.
- Kurz, M.D., Moreira, M., Curtice, J., Lott III, D.E., Mahoney, J.J. e Sinton, J.M. (2005). Correlated helium, neon, and melt productions on the super-fast spreading East Pacific Rise near 17°S. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 232: 125-142.
- Kushiro, I. (1972). Effect of water on the composition of magmas formed at high pressures. *J. Petrol.*, 13: 311-334.
- Lal, D. e Peters, B. (1967). Cosmic ray produced radioactivity on the earth *In Handbook of Physics*. 46/2. *Springer*. Berlin p. 551-612
- Lal, D., (1988) *In situ*-produced cosmogenic isotopes in terrestrial rocks. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci. Lett.*, 16: 355-388.
- Lal, D., (1991) Cosmic ray labeling of erosian surfaces: *in situ* nuclide production rates and erosian models. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 104: 424-439.



- 
- Langmuir, C., Humphries, S., Fornari, D., van Dover, C., von Damm, K. Tivey, M. K., Colodner, D., Charlou, J.-L., Desoigne, D., Wilson, C., Fouquet, Y., Klinkhammer, G. e Bougault, H. (1997). Hydrothermal vents near a mantle hot spot: the Lucky Strike vent field at 37°N on the Mid-Atlantic Ridge. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 148: 69-91.
- Langmuir, C., Klein, E. e Plank, T. (1992). Petrological systematics of mid-ocean ridge basalts: constraints on melt generation beneath ocean ridges. In: Mantle flow and melt generation at mid-ocean ridges. Washington, DC: *American Geophysical Union*, 183-280.
- Lassiter, J.C. (2004). Role of recycled oceanic crust in the potassium and argon budget of the Earth: toward a resolution of the "missing argon" problem. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 5 (11), Q11012, doi: 10.1029/2004GC000711.
- Le Bas, M. J., Le Maiter, R. W. Strekeisen, A. L. e Zanettin, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the Total Alkali-Silica Diagram. *J. Petrol.*, 27: 745-750.
- Le Maitre, R. W. Bateman, P., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M. J., Sabine, P. A. Schmid, R., Sørensen, H., Strekeisen, A. L., Wooley, A. R. e Zanettin, B. (1989). A classification of igneous rocks and a glossary of terms. Blackwell Scientific. Oxford
- Le Roex, A.P., Geochemistry, mineralogy and magmatic evolution of the basaltic and trachytic lavas from Gough Island, South Atlantic. *J. Petrol.*, 26: 149-186.
- Lee, C-T. A., Leeman, W. P., Canil, D. e Li, Z-X. A. (2005). Similar V/Sc systematics in MORB and Arc basalts: implications for the oxygen fugacities of their mantle source regions. *J. Petrol.*, 46, (11): 2313-2335.
- Lepage, L. D. (2003). ILMAT: an Excel worksheet for ilmenite-magnetite geothermometry and geobarometry. (2003). *Computters & Geosciences*, 29: 673-678.
- Leterrier, J., Maury, R.C., Thonon, P., Girard, D. e Marchal, M. (1982). Clinopyroxene composition as a method of identification of magmatic affinities of paleo-volcanic series. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 59: 139-154.
- Libourel, G. (1999). Systematics of calcium partitioning between olivine and silicate melt: implications for melt structure and calcium content of magmatic olivines. *Contrib. Min. Petrol.*, 136: 63-80.

- Linstrom, M. M. e Haskin, L. A. (1981). Compositional inhomogeneities in a single Icelandic tholeiite flow. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 45: 15-31.
- Lourenço, N., Miranda, J. M., Luis, J. F., Ribeiro, A., Mendes Victor, L. A., Madeira, J. e Needham, H. D. (1998). Morpho-tectonic analysis of the Azores Volcanic Plateau from a new bathymetric compilation of the área. *Marine Geophys. Res.*, 20: 141-156.
- Lourenço, N. (em prep.). The Azores Triple Junction: Structure and evolution. Tese de Doutoramento. Universidade do Algarve.
- Luis, J. F. e Neves, M. C. (em imp.). The isostatic compensation Azores Plateau: a 3D admittance and coherence analysis. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*
- Luis, J.F., Miranda, J.M., Galdeano, A., Patriat, P., Rossignol, J.C. e Mendes Victor, L.A. (1994). The Azores triple junction evolution since 10 Ma from aeromagnetic survey of the Mid-Atlantic Ridge. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 125: 439-459.
- Lumpkin, G. R. e Ribbe, P. H. (1983) Composition, order-disorder and lattice parameters of olivines. I. Relationships in silicate, germanate, beryllate, phosphate and borate olivines. *Am. Mineral.*, 68: 164-176.
- Lupton, J. E. (1998). Hydrothermal helium plumes in the Pacific Ocean. *J. Geophys Res.*, 103: 15853-15868.
- MacDonald (1974). Nomenclature and petrochemistry of the peralkaline oversaturated extrusive rocks. *Bulletin Volcanologique*. 38: 498-516.
- MacDonald, G. (1953). Pāhoehoe, 'a'ā, and block lava. *Am. J. Sci.*, 251: 169-191.
- Machado, F. (1955). The fracture pattern of Azorean volcanoes. *Bull. Volcan.*, 17: 119-125.
- Machado, F. (1959). Submarine pits of the Azores plateau. *Bull. Volcanol.*, t.XXI: 109-116.
- Madeira, J. (1998). Estudos de neotectónica nas ilhas do faial, Pico e S. Jorge: uma contribuição para o conhecimento geodinâmico da junção tripla dos Açores. Tese de Doutoramento, Univ. Lisboa, 481 pp.

- 
- Madeira, J. (2005). The volcanoes of Azores Islands: a world-class heritage (examples from Terceira, Pico and Faial Islands). IV International Symposium ProGEO on the Conservation of the Geological Heritage. Field Trip Guide Book. 104 pp.
- Madeira, J. e Ribeiro, A. (1990). Geodynamic models for the Azores triple junction: a contribution from tectonics. *Tectonophysics*, 184: 405-415.
- Madureira, P., Moreira, M., Mata, J. e Allègre, C. (2005b). Primitive helium and neon isotopes in Terceira island: Constraints on the origin of the Azores archipelago. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 233: 429-440.
- Madureira, J., Mata, J. e Queiroz, G. (2005a). Longitudinal chemical variation on a 2000 years old basaltic lava flow from Terceira island (Azores, Archipelago): evidence for a zoned magma chamber. XIV Semana de Geoquímica/VIII Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa. Aveiro 11-16 Julho. Vol. 1: 171-172.
- Mahaffy, P.R., Donahue, T.M., Atreya, S.K., Niemann, H.B. (1998). Galileo probe measurements of D/H and  $^3\text{He}/^4\text{He}$  in Jupiter's atmosphere. *Space Sci. Rev.*, 84: 251-263.
- Martins, S. (2003). Petrologia e geoquímica das lavas da Ilha de Santiago (Cabo Verde). Tese de Mestrado, Univ. Lisboa. 233 pp.
- Marty, B. e Lussiez, P. (1993). Constraints on rare gas partition coefficients from analysis of olivine-glass from a picritic mid-ocean ridge basalt. *Chem. Geol.*, 106: 1-7.
- Marty, B. e Zimmermann, L. (1999). Volatiles (He, C, N, Ar) in mid-ocean ridge basalts: Assessment of shallow-level fractionation and characterization of source composition. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 63: 3619-3633.
- Masarik, J. e Reedy, R. C. (1995). Terrestrial cosmogenic-nuclide production systematics calculated from numerical simulations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 136: 381-395.
- Mata, J. e Munhá, J. (1998). Clinopyroxenes from the Madeira Island alkaline lavas. *Comum. Inst. Geol. Min.*, 84 (I): B170-B173.
- Mata, J., MacRae, N. D., Wu, C. T. e Munhá, J. (1989). Petrogénese das lavas da ilha da Madeira: nota preliminar. *Comum. Serv. Geol. Portugal*, 75: 73-87.



- Mata, J., Munhá, J. e Madeira J. (2004). Island alkaline lava spinels: petrogenetic implications. *Mineral. Petrol.*, 81: 85-111.
- Mata, J.M. (1996). Petrologia e geoquímica das lavas da Ilha da Madeira: implicações para os modelos de evolução mantélica. Tese de Doutoramento, Univ. Lisboa. 471 pp.
- Maughan, L. L., Christiansen, E. H., Best, M. G., Gromme, C. S., Deino, A. L. e Tingey, D. G. (2002). The Oligocene Lund Tuff, Great Basin, USA: a very large volume monotonous intermediate. *J. Volcanol. and Geotherm. Res.*, 113: 129–157.
- Maurel, C. e Maurel, P. (1984). Étude expérimentale de la distribution du fer ferrique entre spinelle caromofère et bain silicaté basique. *Bull. Minéral.*, 107: 25-33.
- Mazor, E., Heymann, D. e Anders, E. (1970). Noble gases in carbonaceous chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 34: 781-824.
- McDonough W. F. e Frey, F. A. (1989). Rare earth elements in upper mantle rocks. In: (Eds. B.R. Lipin & G.A. McKay ), Mineralogical Society of America, *Reviews Mineral.*, 21: 99-145.
- McDonough, W.F. e Sun, S.-S (1995). The composition of the earth. *Chem. Geol.*, 120: 223-253.
- McGuire, A.V. (1988). Petrology of mantle xenoliths from Harrat Al Kishb: the mantle beneath Western Saudi Arabia. *J. Petrol.*, 29: 73-92.
- McIntire, W. L. (1963). Trace element partition coefficients - a review of theory and applications to geology. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 27: 1209-1264.
- McKenzie, D. & Bickle, M.J. (1988). The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere. *J. Petrol.*, 29: 625-679.
- McKenzie, D. & O'Nions, R.K. (1991). Partial melt distributions from inversion of rare earth element concentrations. *J. Petrol.*, 32: 1021-1091.
- McKenzie, D. (1984). The generation and compaction of partially molten rock. *J. Petrol.*, 25: 713-765.
- McKenzie, D. (1985). The extraction of magma from the crust and mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 74: 81-91.

- 
- Meibom, A., Anderson, D. L., Sleep, N. H., Frei, R., Chamberlain, C. P., Hren, M. T. e Wooden, J. L. (2003). Are high  $^3\text{He}/^4\text{He}$  ratios in oceanic basalts an indicator of deep-mantle plume components?. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 208: 197-204.
- Menard, H. W. (1986). *Islands*. Scientific American Books, Inc., 231 pp.
- Merrihue, C. e Turner, G. (1966). Potassium-argon dating by activation with fast neutrons. *J. Geophys. Res.*, 71: 2852-2857.
- Middlemost, E.A.K. (1975) - The basalt clan. *Earth Sci. Rev.*, 11: 337-364.
- Middlemost, E.A.K. (1989). Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks. *Chem. Geol.*, 77: 19-26.
- Minster, J.F. e Allègre, C.J. (1978). Systematic use of trace elements in igneous processes. Part III: Inverse problem of batch partial melting in volcanic suites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 68: 37-52.
- Mitchell-Thomé, R.C. (1976). - *Geology of Middle Atlantic Islands*. Gebrüder Borntraeger (Berlin): 382 pp.
- Mizuno, H., Nakazawa, K. e Hayashi, C. (1980). Dissolution of the primordial rare gases into the molten earth's material. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 50: 202-210.
- Montagner, J.-P. e Ritsema, J. (2001). Interactions between ridges and plumes, *Science*, 294: 1472-1473.
- Montelli, R., Nolet, G., Dahlen, F.A., Masters, G., Engdahl, E. R. e Hung, S-H. (2004). Finite-frequency tomography reveals a variety of plumes in the mantle. *Science*, 303: 338-343.
- Moreira, M. (1997). Contraintes apportées par la systématique des gaz rares à la structure du manteau et à son mode de convection. Tese de Doutorado, Université Denis Diderot – Paris VII. 315 pp.
- Moreira, M. e Allègre, C.J. (1998). Helium - Neon systematics and the structure of the mantle. *Chem. Geol.*, 147: 53-59.
- Moreira, M. e Allègre, C.J. (2002). Rare gas systematics on Mid Atlantic Ridge (37°-40°). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 198: 401-416.
- Moreira, M. e Kurz, M.D. (2001). Subducted oceanic lithosphere and the origin of the 'high  $\mu$ ' basalt helium isotopic signature. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 189: 49-57.

- Moreira, M. e Madureira, P. (2005). Cosmogenic helium and neon in 11 Myr old ultramafic xenoliths: Consequences for mantle signatures in old samples. *Geochemistry. Geophysics. Geosystems.*, 6 (8): 1-5.
- Moreira, M., Blusztajn, J., Curtice, J., Hart, S., Dick, H. e Kurz, M. (2003). He and Ne isotopes in oceanic crust: implications for noble gas recycling in the mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 216: 635-643.
- Moreira, M., Breddam, K., Curtice J., e Kurz, M. (2001). Solar neon in the Icelandic mantle: evidence for an undegassed lower mantle, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 185: 15-23.
- Moreira, M., Doucelance, R., Dupré, B., Kurz M. e Allègre, C.J. (1999). Helium and lead isotope geochemistry in the Azores archipelago. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 169: 189-205.
- Moreira, M., e Sarda, P. (2000). Noble gas constraints on degassing processes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 176: 375-386,
- Moreira, M., Kunz, M. e Allègre, C.J. (1998). Rare gas systematics in popping rock: isotopic and elemental compositions in the upper mantle. *Science*, 279: 1178-1181.
- Moreira, M., Staudacher T., Sarda, P., Schilling, J-G. e Allègre, C. J. (1995). A primitive plume neon component in MORB: The Shona ridge-anomaly, South Atlantic (51-52°S). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 133: 367-377.
- Morgan, W.J. (1971). Convection plumes in the lower mantle. *Nature*, 327: 587-591.
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A.K., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., Aoki, K. e Gottardi, G. (1988). Nomenclature of pyroxenes. *Am. Mineral.*, 73: 1123-1133.
- Mungall, J. E. e Martin, R. F. (1995). Petrogenesis of basalt-comendite and basalt-pantellerite suites, Terceira, Azores, and some implications for the origin of ocean-island rhyolites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 119: 43-55
- Mungall, J.E. (1993). Compositional effects of magma mixing and diffusive mass transport on a basalt-pantellerite suite, Terceira, Azores. Tese de Doutorado, McGill University, Montreal, Canadá. 385 pp.



- 
- Natland, J.H. (2003). Capture of helium and other volatiles during the growth of olivine phenocrysts in picritic basalts from the Juan Fernandez Islands. *J. Petrol.*, 44: 421-456.
- Needham, H. D. e Francheteau, J. (1974). Some characteristics of the rift valley in the Atlantic ocean near 36°48' North. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 22: 29-43.
- Nelson, S.T., e Montana, A., (1992). Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression: *Am. Mineral.*, 77: 1242-1249.
- Neumann, H., Mead, J., e Vitaliano, C. J. (1954). Trace element variations during fractional crystallization as calculated from the distribution law *Geochim. Cosmochim Acta*, 6: 90-99
- Niedermann, S. (2002). Cosmic-ray-produced noble gases in terrestrial rocks as a dating tool for surface processes. *Rev. Mineral. Geochem.*, 47: 731-784.
- Niedermann, S., Bach, W., e Erzinger, J. (1997). Noble gas evidence for a lower mantle component in MORBs from the southern East Pacific Rise: decoupling of helium and neon isotope systematics. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 61: 2697-2715.
- Niu, Y., Bideau, D., Hékinian, R. e Batiza, R. (2001). Mantle compositional control on the extent of mantle melting, crust production, gravity anomaly, ridge morphology, and ridge segmentation: a case study at the Mid-Atlantic Ridge 33-35°N. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 186: 383-399.
- Nunes, J.C. (2000). Notas sobre a geologia da Ilha Terceira (Açores). *Açoreana*. 9 (2): 205-215.
- Nyu, Y. e Hékinian, R. (2004). Ridge suction drives plumes-ridge interactions. In *Oceanic Hotspots, Hékinian, Stoffers e Cheminée Eds.* p.285-307.
- O'Nions, R.K. (1987). Relationships between chemical and convective layering in the Earth. *J. Geol. Soc. Lond.*, 144: 259-274.
- O'Nions, R.K. Evensen, N.M., e Hamilton, P.J. (1979). Geochemical modeling of mantle differentiation and crustal growth. *J. Geophys. Res.*, 84: 6091-6101.
- O'Reilly, W. (1984). Rock and mineral magnetism. *Blackie*, Glasgow:
- Obata, M. (1980). The Ronda peridotite: garnet-, spinel- and plagioclase-hercynite facies and the *P-T* trajectories of a high-temperature mantle intrusions. *J. Petrol.*, 21: 533-572.

- Ozima, M. (1998). Noble gases under pressure in the mantle. *Nature*, 393: 303-358.
- Ozima, M. e Igarashi, G. (2000). The primordial noble gases in the Earth: a key constraint on Earth evolution models. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 176: 219-232.
- Ozima, M. e Podosek, F.A. (2002). Noble Gas Geochemistry. *Cambridge University Press*. Cambridge, UK. 286 p.
- Palacz, Z.A. e Saunders, A.D. (1986). Coupled trace element and isotope enrichment in the Cook-Austral-Samoa islands, Southwest Pacific. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 79: 270-280.
- Patterson, D., Honda, M. e McDougall, I. (1990). Atmospheric contamination: A possible source for heavy noble gases in basalts from Loihi seamount, Hawaii. *Geophys. Res. Lett.*, 17: 705-708.
- Pearce, J.A. (1982). Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundary. In: *Andesites: Orogenic andesites and related rocks* (R.S. Thorpe, ed.): 525-548, Wiley.
- Pearce, T.H. (1987). The variation and assessment of spurious trends in Pearce-type ratio variation diagrams: A discussion of some statistical arguments. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 97: 529-534.
- Pepin, R.O. (1991). On the origin and early evolution of terrestrial planet atmospheres and meteoritic volatiles. *Icarus*, 92: 2-79.
- Peterson, D. W., e Tilling, R. T. (1980). Transition of basaltic lava from pahoehoe to aa, Kilauea volcano, Hawaii; field observations and key factors, in McBirney, A.R., ed., Gordon A. Macdonald memorial volume: *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 7 (3-4): 271-293.
- Pilidou, S., Priestley, K., Debayle, E. e Gudmundsson, Ó. (2005). Rayleigh wave tomography in the North Atlantic: high resolution images of the Iceland, Azores and Eifel mantle plumes. *Lithos*, 79: 453-474.
- Pineau, F. e Javoy, M. (1994). Strong degassing at ridge crests: The behaviour of dissolved carbon and water in basalt glasses at 14° N, Mid-Atlantic Ridge. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 123: 178-198.
- Poreda, R.J. e Farley, K.A. (1992). Rare gases in Samoan xenoliths. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 113: 129-144.

- 
- Putirka, K. (1999), Melting depths and mantle heterogeneity beneath Hawaii and the East Pacific Rise: constraints from the Na/Ti and rare earth element ratios. *J. Geophys. Res.*, (104) B2: 2817-2829.
- Putirka, K. (2005). Mantle potential temperatures at Hawaii, Iceland, and the mid-ocean ridge system, as inferred from olivine phenocrysts: Evidence for thermally driven mantle plumes. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 6(5), Q05L08, doi:10.1029/2005GC000915.
- Putirka, K., Johnson, M., Kinzler, R., Longhi, J. e Walker, D. (1996). Thermometry of mafic igneous rocks based on clinopyroxene-liquid equilibria, 0-30 kbar. *Contrib. Min. Petrol.*, 123: 92-108.
- Putirka, K., Mikaelian, H., Ryerson, F., Shaw, H. (2003). New clinopyroxene-liquid thermobarometers for mafic, evolved, and volatile-bearing lava compositions, with applications to lavas from Tibet and the Snake River Plain, Idaho. *Am. Mineral.*, 88: 1542-1554.
- Ribeiro, A. (2002). Soft plate and impact tectonics, *Springer*, Berlin, 324 pp.
- Richardson, S.H., Erlank, A.J., Duncan, A.R. e Reid, D.L. (1982). Correlated Nd, Sr and Pb isotope variation in Walvis Ridge basalts and implications for the evolution of their mantle source. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 59: 327-342.
- Richet, P., Robie, R. A. e Hemingway, B. S. (1993). Entropy and structure of silicates glasses and melts. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57: 2751-2766.
- Righter, K. e Carmichael, I.S.E. (1993). Mega xenocrysts in alkali olivine basalts: Fragments of disrupted mantle assemblages. *Am. Mineral.*, 78:1230-1245.
- Ritsema, J. e Allen, R.M., (2003). The elusive mantle plume, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 207: 1-12,
- Ritsema, J., Van Heijst, H. J. e Woodhouse, J. H.. (1999). Complex shear wave velocity structure imaged beneath Africa and Iceland. *Science*, 286: 1925-1928.
- Robinson, C.J., Bickle, M.J., Minshull, T.A, White, R.S. e Nichols, A.R.L. (2001). Low degree melting under the Southwest Indian Ridge: the roles of mantle temperature, conductive cooling and wet melting. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 188: 383-398.



- Roeder, P. L. Emslie, R. F. (1970). Olivine-liquid equilibrium. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 29: 275-289.
- Rollinson, H. (1993). Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. *Longman Scientific and Technical*, 352 pp.
- Rollison, H. (1993). Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. *Prentice Hall*. Singapore.
- Rosenbaum, M.S. (1974). Basaltic volcanism in south-east Terceira. Azores, *Geol. Mag.* 111(5): 409-420.
- Rubin, K.H., Smith, M.C., Bergmanis, E.C., Perfit, M.R., Sinton, J.M. e Batiza, R. (2001). Geochemical heterogeneity within mid-ocean ridge lava flows: insights into eruption, emplacement and global variations in magma generation. *Earth Planet. Sci. Lett.* 188: 349-367.
- Russel, J. K. e Nicholls, J. (1988). Analysis of petrologic hypotheses with Pearce element ratios. *Contrib. Min. Petrol.*, 99: 25-35.
- Samuel, H. e Farnetani, C.G. (2003). Thermochemical convection and helium concentration in mantle plumes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 207: 39-56.
- Sarda P. e Graham, D. (1990). Mid-ocean ridge popping rocks: implications for degassing at ridge crests. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 97: 268-289.
- Sarda, P. Moreira, M., Staudacher, T., Schilling, J.-G. e Allègre, C.J. (2000). Rare gas systematics on the southernmost Mid-Atlantic Ridge: constraints on the lower mantle and the Dupal source. *J. Geophys. Res.*, 105: 5973-5996.
- Sarda, P. (2004). Surface noble gas recycling to the terrestrial mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 228: 49-63.
- Sarda, P., Staudacher, T. e Allègre, C.J. (1988). Neon isotopes in submarine basalts. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 91: 73-88.
- Sato, H. (1977). Nickel content of basaltic magmas: Identification of primary magmas and a mesure of the degree of olivine fractionation. *Lithos*, 10: 113-120.
- Scarsi, P. (2000). Fractional extraction of helium by crushing of olivine and clinopyroxene phenocrysts: Effects on the  $^3\text{He}/^4\text{He}$  measured ratio. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 64(21): 3751-3762.

- 
- Schilling, J.G. (1975). Azores mantle blob: rare earth evidence. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 25: 103-115.
- Schilling, J.-G. e Sigurdsson, H. (1979). Thermal minima along the axis of the mid-Atlantic ridge. *Nature*, 282: 370-375.
- Schilling, J-G, Bergero, M. B. e Evans, R. (1980). Halogens in the mantle beneath the north atlantic. *Phil. Trans. R. Soc. London*, 297: 147-178.
- Schmincke, H.-U. (1973) - Magmatic evolution and tectonic regime in the Canary, Madeira, and Azores island groups. *Geol. Soc. America Bull.*, 84: 633-648.
- Schmincke, H.-U. e Weibel, M. (1972). Chemical study of rocks from Madeira, Porto Santo and São Miguel, Terceira (Azores). *N. Jb. Miner. Abh.*, 117: 253-281.
- Schminke, H. U. (1973). Magmatic evolution anf tectonic regime in the Canary, Madeira and Azores islands groups. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84: 633-648.
- Searle, R. (1980). Tectonic pattern of the Azores spreading centre and triple junction. *Earth Planet. Sci. Lett.* 51: 415-434.
- Self S., (1976). The recent volcanology of Terceira, Azores. *J. Geol. London*, 132: 645-666.
- Self, S. (1982). Excursion guide for field trip V2: Island of Terceira. In Proceedings of the Symposium on the activity of Oceanic Volcanoes, Ponta Delgada, August 1980; Arquipélago. (série Ciências da Natureza) 3: 329-342.
- Self, S. e Gunn, B. M. (1976). Petrology, Volume and Age Relations of Alkaline and Saturated Peralkaline Volcanics from Terceira, Azores. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 54: 293-313.
- Shaw, A. M., Hilton, D. R., Macpherson, C. G. e Sinton, J. M. (2001). Nucleogenic neon in high  $^3\text{He}/^4\text{He}$  lavas from the Manus back-arc basin: a new perspective on He-Ne decoupling. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 194: 53-66.
- Shaw, D. M. (1970). Trace element fractionation during anatexis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 34:237-243.
- Shea, M. A., Smart, D. F. e Gentile, L. C. (1987). Estimating cosmic ray vertical cut-off rigidities as a function of the McIlwain L-parameter for different epochs of the geomagnetic field. *Phys. Earth Planet. Int*, 48: 200-205.

- Shibata, T., Thompson, G. e Frey, F. (1979). Tholeiitic and alkali basalts from the Mid-Atlantic Ridge at 43°N. *Contrib. Min. Petrol.* 70: 127-141.
- Shotton, F. W. e Williams, R. E. G. (1973). *Radiocarbon*, 15: 462
- Shotton, F. W., Williams, R. E. G. e Johnson, A. S. (1974). *Radiocarbon*, 16: 293
- Silva, S.L. e Wolf, J.A. (1995). Zoned magma chambers: the influence of magma chamber geometry on sidewall convective fractionation. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 65: 111-118.
- Silveira, G., e Stutzmann, E. (2002). Anisotropic tomography of the Atlantic Ocean. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 132: 237-248.
- Silveira, G., Stutzmann, E. Davaille, A. Montagner, J.P. Mendes-Victor, L. e Sebai, A. (em imp.). Azores hotspot signature in the upper mantle. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*
- Simkin, T. e Smith, J.V. (1970). Minor element distribution in olivine. *J. Geol.*, 78: 304-325.
- Sisson, T. W. e Grove, T. L. (1993). Experimental investigations of the role of H<sub>2</sub>O in calc-alkaline differentiation and subduction zone magmatism. *Contrib. Min. Petrol.*, 113: 143-166.
- Sleep, N.H. (1990) - Hotspots and mantle plumes: some phenomenology. *J. Geophys. Res.*, 95: 6715-6736.
- Snyder, D.A. e Carmichael, I.S.E. (1992). Olivine-liquid equilibria and the chemical activities of FeO, NiO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, and MgO in natural basic melts. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56: 303-318.
- Sridhar, D. Y. e Ray, D. (2003). Structure, tectonic and petrology of mid-oceanic ridges and the Indian scenario. *Current Science*, 85 (3): 277-283.
- Staudacher, T. e Allègre, C.J. (1988). Recycling of oceanic crust and sediments: The noble gas subduction barrier. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 89: 173-183.
- Staudacher, T. Sarda, P., Allègre, C.J. (1990). Noble gas systematics of Reunion Island. *Chem. Geol.*, 89: 1-17.
- Staudacher, T., Kurz, M.D. e Allègre, C.J. (1986). New noble-gas data on glass samples from Loihi seamount and Hualalai and on dunite samples from Lohi and Réunion island. *Chem. Geol.*, 56: 193-205.



- 
- Staudacher, T., Sarda, P. e Allègre, C.J. (1989). Noble gases in basalt glasses from a Mid-Atlantic Ridge topographic high at 14°N: geodynamic consequences. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 96: 119-133.
- Steiger, R.H. & Jäger, E. (1977) - Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in Geo- and Cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 36: 359-362.
- Stein, M. e Hofmann, A.W. (1994). Mantle plumes and episodic crustal growth. *Nature*, 372: 63-68.
- Stuart, F. M., Lass-Evans, S., Fitton, J. G., Ellam, R. M. (2003). High  $^3\text{He}/^4\text{He}$  ratios in picritic basalts from Baffin Island and the role of a mixed reservoir in mantle plumes. *Nature*. 424: 57-59.
- Sun, S.S. e McDonough, W.F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D. and Norry, M.J. (eds) - *Magmatism in the Ocean Basins*, *Geol. Soc. Special Publication*, 42: 313-345.
- Tappe, S. (2004). Mesozoic mafic alkaline magmatism of southern Scandinavia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 148: 312-334.
- Taylor, R. W. (1964). Phase equilibria in the system FeO-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-TiO<sub>2</sub> at 1300.°C. *Am. Mineral.*, 49: 1016-1030.
- Taylor, S. R. e McLennan, S. M. (1985). The Continental Crust; its composition and evolution; an examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks. *Blackwell*, Oxford. 312.
- Thibaud R., Gente P. e Maia M., (1998). A systematic analysis of the Mid-Atlantic Ridge morphology and gravity between 15°N and 40°N : constraints of the thermal structure, *J. Geophys. Res.*, 103 (B 10): 223-243.
- Thompson, G. M., Smith, I. E. M., Malpas, J. G. (2001). Origin of oceanic phonolites by crystal fractionation and the problem of daly gap: an example from Rarotonga. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 142: 336-346
- Thy, P. (1982). Titanomagnetite and ilmenite in the Fongen-Hyllingen basic complex, Norway. *Lithos*, 15: 1-16.
- Thy, P. (1983). Spinel minerals in transitional and alkali basaltic glasses from Iceland. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 83: 141-149.

- Tracy, R.J. e Robinson, P. (1977). Zoned titanian augite in alkali olivine basalt from Tahiti and the nature of titanium substitutions in augite. *Am. Mineral.*, 62: 634-645.
- Treuil, M., Joron, J. L. (1975). Utilisation des éléments hygromagmatophiles pour la simplification de la modélisation quantitative des processus magmatiques: exemples de l'Afar et de la dorsale médio-atlantique. *Soc. Ital. Mineral. Petrol.*, 31: 125-174.
- Trieloff, M. M., Kunz, J. e Allègre, C.J. (2002). Noble gas systematics of the Reunion mantle plume source and the origin of primordial noble gases in Earth's mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 200: 297-313.
- Trieloff, M., Kunz, J., Clague, D.A., Harrison, D. e Allègre, C.J. (2000). The nature of pristine noble gases in mantle plumes. *Science*, 288: 1036-1038.
- Trindade, M.J.F. (2002). Contribuição para o estudo petrológico e geoquímico do vulcanismo "recente" da Ilha de S. Vicente (Cabo Verde). Tese de Mestrado, Univ. Lisboa. 230 pp.
- Trull, T.W., e Kurz, M.D. (1993). Experimental measurements of  $^3\text{He}$  and  $^4\text{He}$  mobility in olivine and clinopyroxene at magmatic temperatures. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57: 1313-1324.
- Turner, S., Hawkesworth, C., Rogers, N. e King, P. (1997). U-Th isotope disequilibria and ocean islands basalt generation in the Azores. *Chem. Geol.*, 139: 145-164.
- Udías, (1980). Seismic stresses in the region Azores-Spain-Western Mediterranean. *Rock Mech.*, 9: 75-84,
- Udías, A., Espinoza, A., Mezcua, J., Buforn, E., Vegas, R., Nishenko, S., Martinez-Solares J e Lopez-Arroyo, A. (1986). Seismicity and tectonics of the North African-Eurasian plate boundary (Azores-Iberia-Tunisia). *U.S. Geol. Surv. Open-File Rep*: 86-626.
- Ulmer, P. (1989). The dependence of the  $\text{Fe}^{2+}$ -Mg cation-partitioning between olivine and basaltic liquid on pressure, temperature and composition an experimental study to 30 kbar. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 101: 261-273.

- 
- Valbracht, P.J., Staudacher, T. Malahoff, A. e Allègre C.J. (1997). Noble gas systematics of deep riftzone glasses from Loihi seamount, Hawaii. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 150: 399-411.
- van der Hilst, R.D., Widiyantoro, S., e Engdahl, E.R. (1997). Evidence for deep mantle circulation from global tomography. *Nature*, 386: 578-584.
- Van Keken, P.E., Hari, E.H., e Ballentine, C.J. (2002). Mantle mixing: the generation, preservation and destruction of chemical heterogeneity. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 30: 493-525.
- Vogt, P. e Jung W. (2004). The Terceira Rift as hyper-slow, hotspot-dominated oblique spreading axis: A comparison with other slow-spreading plate boundaries. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 218: 77-90.
- Walker, G. P. L. (2000). Basaltic volcanoes and volcanic systems. In: Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S. R., Rymer, H., Stix, J. (Eds), *Encyclopedia of Volcanoes. Academic Press, San Diego*: 283-289.
- Wallace, M.E. & Green, D.H. (1991). The effect of bulk rock composition on the stability of amphibole in the upper mantle: Implications for solidus positions and mantle metasomatism. *Mineral. Petrol.*, 44: 1-19.
- Wass, S.Y. (1979). Multiple origins of clinopyroxenes in alkali basaltic rocks. *Lithos*, 12: 115-132.
- Wasserburg, G. J. e Hayden, R. J. (1955).  $^{40}\text{Ar}$ - $^{40}\text{K}$  dating. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 7: 51-60.
- Wasserburg, G. J., Mazor, E. e Zartman, R. E. (1963). Isotopic and chemical composition of some terrestrial natural gases. In: *Earth Sciences and Meteoritics (F. Houtermans Volume)* (Eds. Geiss, J. e Goldberg, E. D.), North Holland, Amsterdam: 219-240.
- Weaver, B.L. (1991). The origin of ocean island basalt end-member compositions: Trace element and isotopic constraints. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 104: 381-397.
- Weaver, B.L., Wood, D.A., Tarney, J. e Joron, J.L. (1987). Geochemistry of ocean island basalts from the South Atlantic: Ascension, Bouvet, St. Helena, Gough and Tristan da Cunha. In: Fitton, J.G. & Upton, B.G.J. (eds) - *Alkaline Igneous Rocks. Geol. Soc. Spec. Public.*, 30: 253-267.



- Wetherill, G.W. (1954). Variations of isotopic abundances of neon and argon extracted from radioactive minerals. *Phys. Rev.*, 96(3): 679-683.
- White, R. (1997). Rift-plume interaction in the North Atlantic. *Philosophical Transactions of the Royal Society, London, Series A* 355: 319-339.
- White, R.S., Brown, J.W. e Smallwood, J.R. (1995). The temperature of the Iceland plume and origin of outward-propagating V-shaped ridges. *J. Geol. Soc. London.*, 152: 1039-1045.
- White, R.S., Minshull, T.A., Bickle, M.J., e Robinson, C.J. (2001). Melt generation at very slow-spreading oceanic ridges: constraints from geochemical and geophysical data. *J. Petrol.*, (42) 6: 1171-1196.
- White, W.M. (1993) -  $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$  in MORB and open system evolution in the depleted mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 115: 211-226.
- White, W.M. e Schilling, J.-G. e Hart, S.R. (1976). Evidence for the Azores mantle plume from strontium isotope geochemistry of the Central North Atlantic. *Nature*, 263: 659-662.
- White, W.M., Tapia, M.D.M. e Schilling, J.-G. (1979). The petrology and geochemistry of the Azores Islands. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69: 201-213.
- Whitehead, J. (1988). Fluid model of geological hot spots. *Am. Rev. Fluid Mech.*, 20: 61-87
- Widom, E., Carlson, R.W., Gill, J.B. e Schmincke, H.-U. (1997). Th-Sr-Nd-Pb isotope and trace element evidence for the origin of the São Miguel, Azores, enriched mantle source. *Chem. Geol.* 140: 49-68.
- Wilson, M., (1989). *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach.* Unwin Hyman, London, 465 pp.
- Wood, B. J. (1976). An olivine-clinopyroxene geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 56, (3): 297-303.
- Wood, B., Blundy, J. Robinson, J. (1999). The role of clinopyroxene in generating U-series disequilibrium during mantle melting. *Geochim. Cosmochim. Acta* 63: 1613-1620.

- 
- Wood, D.A., Tarney, J., Varet, J., Saunders, A.D., Bougault, H., Joron, J.L., Treuil, M. e Cann, J.R. (1979). Geochemistry of basalts drilled in the North Atlantic by Ipod Leg 49: Implications for mantle heterogeneity. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 42: 77-97.
- Wright, E. e Whithe, W.M. (1987). The origin of Samoa: New evidence from Sr, Nd, and Pb isotopes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 81: 151-162.
- Yoder, H.S. e Tilley, C.E. (1962) - Origin of basaltic magmas: An experimental study of natural and synthetic rock systems. *J. Petrol.*, 3: 342-532.
- Yokochi, R., Marty, B., Pik, R. e Burnard, P. (2005). High  $^3\text{He}/^4\text{He}$  ratios in peridotite xenoliths from SW Japan revisited: Evidence for cosmogenic  $^3\text{He}$  released by vacuum crushing. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 6, Q01004, doi: 10.1029/2004GC000836.
- Zbyszewski, G., Medeiros, A., Ferreira, O. e Assunção, C. (1971) Notícia explicativa da folha Ilha Terceira na escala de 1/50.000. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- Zindler, A. e Hart, S. (1986). Chemical geodynamics. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 14:493-571.