



FACULDADE · DE · CIÊNCIAS UNIVERSIDADE · DE · LISBOA

PETROLOGIA E GEOQUÍMICA DAS LAVAS RECENTES DA ILHA DE SANTO ANTÃO (CABO VERDE)

Susana Branco dos Anjos Henriques
Lic. em Geologia

Orientadores: Prof. Doutor José Manuel Urbano Munhá
Dr. Luís Celestino de Sousa e Silva

Dissertação submetida à Universidade de Lisboa
para a obtenção do grau de Mestre em Ciências e
Engenharia da Terra na área científica de
Geologia Dinâmica

Lisboa 2004

Prefácio e Agradecimentos

O presente trabalho, intitulado “Petrologia e geoquímica das lavas recentes da ilha de Santo Antão”, constitui a dissertação a apresentar nas provas de Mestrado em Ciências e Engenharia da Terra, da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa (FCUL). A sua elaboração foi efectuada sob a orientação do Professor Doutor José Manuel Urbano Munhá do Departamento de Geologia da FCUL e do Investigador Coordenador, Dr. Luís Celestino de Sousa e Silva, do Centro de Geologia do Instituto de Investigação Científica Tropical (IICT).

O tema da tese resultou das actividades de campo destinadas fundamentalmente, à execução da “Carta geológica da ilha de Santo Antão à escala 1:25000”, realizadas entre 1991 e 1998, por geólogos do Centro de Geologia do IICT, do Departamento de Geologia da FCUL e do Instituto Superior de Educação de Cabo Verde.

A realização deste trabalho não teria sido possível sem o apoio inestimável de diversas pessoas e instituições, às quais quero aqui expressar o meu reconhecimento.

Aos meus orientadores:

Professor Doutor José Manuel Urbano Munhá, pela orientação relativa aos capítulos de química mineral e geoquímica de rocha total, bem como pelas correcções e sugestões efectuadas na revisão da tese.

Dr. Luís Celestino de Sousa e Silva, pelas informações cedidas sobre a geologia de Cabo Verde (em particular dados inéditos relativos à vulcano-estratigrafia de Santo Antão) e pela ajuda prestada na observação petrográfica e na selecção de amostras para análise química de minerais e rocha total.

Agradeço a ambos, a sugestão do tema da tese e toda a disponibilidade e acompanhamento durante o decurso do trabalho.

Ao Centro de Geologia da FCUL, responsável pelo financiamento das análises químicas de microsonda electrónica e de rocha total.

Ao Centro de Geologia do IICT pelo apoio logístico e laboratorial dispensado, nomeadamente a cedência do espaço e material necessário à observação petrográfica e em particular ao Sr. Rogério Raposo pela realização de lâminas delgadas normais e polidas e corte das amostras para a realização de pós. Aos investigadores e funcionários do Centro pela simpatia com que sempre me acolheram e pelo auxílio prestado durante a execução da tese.

À Professora Doutora Teresa Palacios Pérez pela assistência na realização das análises químicas de minerais e por todo o seu apoio, disponibilidade e encorajamento permanentes, imprescindíveis à elaboração deste trabalho.

Ao Professor Doutor João M. L. S. Mata pela cedência de bibliografia e pelas palavras de incentivo durante a realização da tese.

À Professora Doutora Lúcia M. S. Martins pelas indicações fornecidas durante o processo de preparação dos pós de rochas para análise química.

Ao Professor Doutor Jorge M. V. Figueiras pelas sugestões bibliográficas relativas a algumas fases mineralógicas.

Ao Sr Octávio Chaveiro, técnico responsável pela Microsonda Electrónica do Centro de Geologia da FCUL, pela sua eficiência na resolução de diversos problemas técnicos e pela preocupação com a obtenção de bons resultados analíticos.

Ao Sr. Helder Borges, técnico do Departamento de Geologia da FCUL, pela ajuda prestada durante a execução dos pós de rochas para análise química.

À D. Dulce Fernandes, responsável pela Biblioteca do Departamento de Geologia da FCUL, pela sua simpatia e ajuda na obtenção de material bibliográfico, indispensáveis à realização do presente trabalho.

À D. Célia Lee, funcionária do Centro do Geologia, pelo auxílio prestado durante a elaboração da tese.

À minha família, em particular aos meus pais e ao meu avô, mas em especial à minha Mãe, por todo o seu apoio incondicional, sem o qual a realização desta tese não teria sido possível.

Aos meus amigos pelo ânimo e preocupação constantes, em especial à Lurdes Faustino pela sua compreensão.

Na impossibilidade de todos enumerar, agradeço àqueles que de alguma forma contribuíram para elaboração deste trabalho, professores, colegas, funcionários e amigos.

Resumo

A ilha de Santo Antão pertence ao arquipélago de Cabo Verde que foi gerado em ambiente de intraplaca oceânica por mecanismos do tipo “hot-spot”. Da actividade deste “hot-spot”, que teve início há cerca de 25 Ma, resultaram as espessas sequências vulcânicas de quimismo alcalino subsaturado que edificaram as diferentes ilhas.

As lavas sobre as quais incide este estudo, correspondem à unidade mais recente assinalada na ilha por Silva [1994], que é designada de “Formação Eruptiva do Tope de Coroa”. Esta unidade é subdividida por este autor em três sequências, a “Sequência Antiga”, a “Sequência Intermédia” e a “Sequência Superior” e apresenta uma idade compreendida aproximadamente entre os 0.17 e os 0.09 Ma. A “Sequência Antiga” é constituída por mantos e escórias fonolíticos e nefeliníticos, a “Sequência Intermédia” por mantos, escórias e chaminés basálticos e a “Sequência Superior” por mantos e escórias basálticos, fonolíticos e nefeliníticos.

A petrografia destas rochas é extremamente variada e caracteriza-se pela presença de olivina, piroxena, magnetite, feldspatos e feldspatóides que são extremamente abundantes e entre os quais se destaca a hauyna. As texturas evidenciadas por estas lavas são típicas de rochas de arrefecimento rápido e revelam uma geração fenocristalina inserida no seio duma matriz fina, por vezes com vidro intersticial mais ou menos desenvolvido.

A olivina, cuja composição varia de crisólito a forsterite, é uma fase pouco importante, em virtude das rochas possuírem um grau de evolução considerável. Os seus cristais exibem zonamento normal e inverso, que neste último caso é justificado pela fraccionação duma fase rica em Fe ou por uma diminuição de pressão durante o processo de cristalização fraccionada. A utilização da metodologia de Beattie *et al.* [1991] no cálculo dos coeficientes de partição não se revelou eficaz, dado que os valores obtidos se afastam consideravelmente dos analíticos. Os geotermómetros de Roeder and Emslie [1970] e de Beattie [1993] não reflectem as situações de desequilíbrio olivina/liquido identificadas, pelo que é necessário uma selecção cuidada nos cristais utilizados na determinação destes geotermómetros.

As piroxenas variam de augites titaníferas a augites sódicas, de acordo com a classificação de Deer *et al.* [1978] e as suas características petrográficas e químicas permitiram identificar vários grupos com estádios de evolução magmática distintos, bem como as substituições iónicas predominantes, que envolvem componentes não quadrilaterais. Foram observados diversos tipos de zonamento, entre os quais se destaca o zonamento

inverso que possibilitou o reconhecimento de processos de mistura entre líquidos magmáticos diferentes. A cristalização destes minerais ter-se à processado em condições de baixa pressão.

Os óxidos pertencem ao grupo das espinelas e classificam-se como magnetites, não se verificando a existência de espinelas cromíferas, que é motivada pelos baixos teores de Cr no líquido. Estes minerais apresentam substituições variáveis que constituem evidência para a existência de soluções sólidas entre os componentes da série da espinela, nomeadamente a solução sólida ulvoespinela-magnetite, espinela (*sensu stricto*)-magnetite, ulvoespinela-espinela (*sensu stricto*) e ulvoespinela-magnesiocromite. A cristalização desta fase mineralógica terá ocorrido em condições de baixa fugacidade de oxigénio.

Os feldspatos analisados correspondem a plagioclases essencialmente do tipo andesina e a feldspatos alcalinos do tipo anortoclase. Uma característica importante nestes dois grupos de feldspatos é a presença de SrO e BaO em quantidades significativas, que é facilmente explicada pelo enriquecimento que as rochas revelam nestes elementos. Ocorrem vários tipos de substituições, entre as quais se destacam a do K^+ pelo Ca^{2+} e a Ca^{2+} pelo Ba^{2+} em ambos os grupos de feldspatos, enquanto que nas plagioclases se dá a substituição do Ca^{2+} pelo Sr^{2+} e nos feldspatos alcalinos a do Na^+ pelo Ba^{2+} .

Os feldspatóides são minerais extremamente abundantes nas lavas observadas e incluem hauyna, leucite e nefelina. A hauyna ocorre frequentemente na geração fenocristalina, ao contrário do que acontece com os restantes feldspatóides cuja ocorrência está praticamente restrita à matriz. Os cristais de hauyna são incolores ou azuis e exibem por vezes um zonamento que se caracteriza pela passagem gradual de tonalidades azuladas a incolores, do bordo para o núcleo e vice-versa. Esta coloração azulada tem sido atribuída à maior proporção de SO_3 , SO_4^- e S_2^- .

As lavas deste estudo são básicas e ultrabásicas, fortemente subsaturadas e com carácter alcalino que é determinado principalmente pelo K_2O . Estas amostras encontram-se longe de corresponderem a magmas primários e apresentam-se enriquecidas em elementos incompatíveis relativamente ao manto primordial, evidenciando algumas anomalias negativas, que permitiram identificar as paragénese residuais, que incluem flogopite e granada. A flogopite é identificada pelas anomalias negativas de Rb e K e é discriminada da anfíbola através de razões Rb/Sr baixas e razões Ba/Rb elevadas. A presença de granada é assinalada pela fraccionação significativa das HREE relativamente às LREE e pelo empobrecimento do Y em relação aos restantes elementos do padrão. O espectro composicional observado, terá

vido produzido por baixos graus de fusão parcial a partir de fontes mantélicas heterogéneas e metassomatizadas, onde se verifica a intervenção do componente HIMU. Os mecanismos de cristalização fraccionada assumiram um papel importante durante a evolução magmática e o comportamento geralmente incompatível do Sr ao longo deste processo sugere que a plagioclase não é uma fase importante.

Palavras-chave: **Cabo Verde, lavas recentes de Santo Antão, alcalinidade, subsaturação, HIMU**

Abstract

The Santo Antão island belongs to the Cape Verde archipelago, which was generated in an intraplate environment by hot-spot mechanisms. From this hot-spot's activity, which began 25 My ago, resulted thick volcanic alkaline and undersaturated sequences, that built the archipelago's islands.

Santo Antão's recent lavas are the youngest rocks in the island, with an age between 0.17 and 0.09 My and belong to the "Formação Eruptiva do Tope de Coroa", identified by Silva [1994]. This unit is divided by this author, into three smaller sequences, named "Sequência Antiga", "Sequência Intermédia" and "Sequência Superior". The "Sequência Antiga" is composed by phonolitic and nephelinitic flows and scorias, the "Sequência Intermédia" comprises basaltic flows and scorias and the "Sequência Superior" includes basaltic, phonolitic and nephelinitic flows and scorias.

The mineral paragéneses is extremely varied and is formed by olivine, pyroxene, magnetite, feldspars and abundant feldspathoids, particularly hauyne. The most common type of texture present in this rocks is the porphyritic texture, which involves relatively large crystals embedded in a finer-grained groundmass, sometimes glassy.

The olivine, which composition varies from chrysolite to forsterite, is not an important phase, because this lavas are very differentiated. Their crystals exhibit normal and reverse zoning, which is explained by the crystallisation of an iron rich mineralogical phase or by a pressure decrease during the fractional crystallisation. The Beattie's *et al* [1991] method is not effective in the calculation of the partitioning coefficients, once the resulting values are very different from the analytical ones. The use of Roeder and Emslie's [1970] geothermometer as well as the Beattie's [1993], requires a carefully previous selection of the involved crystals, because this methods doesn't recognise olivine/liquid disequilibrium situations.

The pyroxenes are named titanian augites and sodic augites according to the Deer *et al.* [1982] nomenclature, and their petrographic and chemical features allowed the identification of several types with distinctive states of magmatic evolution and non-quadrilateral substitutions. The reverse zoning is the result of mixture processes between melts with different stages of magmatic evolution. The crystallization of this minerals occurred at low pressures.

The oxides belong to the spinel group and are classified as magnetites but not as chromian spinels. The absence of the chromian spinels is caused by the low Cr content of the melt. There are several chemical substitutions that show evidence for the existence of solid solutions, between the components of the spinel series, such as ulvospinel-magnetite, spinel (*sensu stricto*)-magnetite, ulvospinel-spinel (*sensu stricto*) and ulvospinel-magnesiocromite. The redox conditions during the crystallisation of this mineralogical phase are of low oxygen fugacity.

The analysed feldspars are plagioclases (type andesina) and alkali feldspars (type anortoclase). An important feature of these minerals is the presence of SrO and BaO in significant quantities, which is easily explained by the strong rock's enrichment in these elements. Among the main chemical substitutions, occurs the K^+ for Ca^{2+} , Ca^{2+} for Ba^{2+} replacements in both groups of feldspars, while in the plagioclase group occurs the Ca^{2+} for Sr^{2+} substitution and in the alkali feldspars the Na^+ for Ba^{2+} .

The feldspathoids are very abundant minerals in the observed lavas, and include hauyne, leucite and nepheline. While the presence of leucite and nepheline is mostly restricted to the groundmass, the occurrence of hauyne as phenocrysts is very common. This mineral can be blue or colourless and sometimes exhibits a zoning that consists in a gradual passage from blue to colourless, from the core to the rim and vice versa. The blue colour is caused by the presence of SO_3 , SO_4^- e S_2^- .

The Santo Antão's recent lavas are silica undersaturated, alkaline and don't represent primary magmas. These lavas are enriched in incompatible elements and display negative anomalies, that allowed the recognition of the residual minerals phlogopite and garnet. The phlogopite is identified by the negative anomalies in Rb and K and is discriminated from amphibole, by low Rb/Sr and high Ba/Rb values. The presence of garnet is revealed by the strong enrichment in LREE comparatively to HREE and by the Y's fractionation. The compositional spectrum was produced by low degrees of partial melting, from heterogeneous metassomatized sources, where the HIMU component is present. Fractional crystallisation mechanisms assumed an important role during the magmatic evolution and the incompatible behaviour of Sr during this process suggests that plagioclase is not an important mineralogical phase.

Keywords: Cape Verde, Santo Antão's recent lavas, alkaline, silica undersaturated, HIMU

Abreviaturas e Símbolos

Ab	Albite
An	Anortite
anf	Anfibola
CGP (I, II e III)	“Cão Grande Pomite”
CIPW	Cross, Iddings, Pirson and Washington-os autores da norma
$D_i^{sol/liq}$	Coefficiente de distribuição sólido/liquido do elemento i
DM	“Depleted Mantle”
DMM	“Depleted MORB Mantle”
EM (I e II)	“Enriched Mantle”
En	Enstatite
esp	Espinela
Fa	Faialite
FeTs	Ferri- Tschermak
Fe ₂ O ₃	Hematite
Fe ₃ O ₄	Magnetite
Fe ₂ TiO ₄	Ilmenite
flog	Flogopite
Fo	Forsterite
fO_2	Fugacidade de oxigénio
Fs	Ferrossilite
H	Entalpia
HFS	“High Field Strength trace element”
HIMU	Fonte mantélica “High μ ” onde $\mu=^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$
HREE	“High Rare Earth Elements”
$(i/j)_N$	Razão entre os elementos i e j, normalizada para os valores do manto primordial
(Ilm-Hem) _{ss}	Solução-Sólida Ilmenite-Hematite
IMA	“International Mineralogical Association”
IUGS	“International Union of Geological Sciences”
kb	Quilobar (1kb=0.1 Gpa)
$K_{D\text{ Fe/Mg}}$	Coefficiente de distribuição da razão Fe/Mg
kV	Quilovolt (10^3 V)
LILE	“Large Ion Lithophile Elements”
LREE	“Light Rare Earth Elements”
Ma	Milhões de anos
mag	Magnetite
Mg#	$\frac{\text{Mg}^{2+}}{\text{Mg}^{2+} + \text{Fe}^{2+}}$
MREE	“Middle Rare Earth Elements”
My	“Million years”
N //	Nicóis paralelos
N x	Nicóis cruzados
nA	Nanoampère (10^{-9} A)
NF	“Network Formers”
NM	“Network Modifiers”
OIB	“Ocean Island Basalts”
ol	Olivina

Or	Ortose
orto	Ortopiroxena
P	Pressão
ppm	Partes Por Milhão (1 em 10 ⁶)
P.R.	Perda ao Rubro
puf	Por Unidade de Formula
QFM	Tampão Quartzo-Faialite-Magnetite
Quad	Piroxenas Quadrilaterais
R	Constante dos gases perfeitos (8.31 JK ⁻¹ mol ⁻¹)
R ²	Coefficiente de correlação
REE	“Rare Earth Elements”
S	Entropia
SA	Santo Antão
sul	Sulfuretos
T	Temperatura
TAS	“Total Alkalis Silica diagram”
TiTS	Ti-Tschermak
\bar{u}	Média
μm	Micrometro (10 ⁻⁶ m)
Usp	Ulvoespinela
(Usp-Mt) _{ss}	Solução-Sólida Ulvoespinela-Magnetite
Wo	Volastonite
Wt%	“Weigth per cent”(percentagens ponderais)
Δ	Varição
x	Ampliação
X _i	Fracção molar do elemento i

Índice

1. Introdução	1
2. Enquadramento Regional	2
2.1 Enquadramento Geográfico	2
2.2 Enquadramento Tectónico	5
2.3 Enquadramento Geodinâmico	7
2.3.1 O “Hot-Spot” de Cabo Verde	7
2.3.2 O arquipélago e a abertura do Atlântico Central	8
2.3.3 Fontes mantélicas envolvidas na génese do arquipélago	9
2.4 Origem e evolução do arquipélago	10
3. Ilha de Santo Antão	14
3.1 Enquadramento Geográfico	14
3.2 Enquadramento Geológico	15
3.2.1 Geomorfologia	15
3.2.2 Vulcano-Estratigrafia	16
4. Petrografia	26
4.1 Sequência Antiga	27
4.1.1 Mantos fonolíticos	27
4.1.2 Mantos nefeliníticos	28
4.2 Sequência Intermédia	28
4.2.1 Rochas hipocristalinas	29
4.2.2 Rochas holocristalinas	30
4.2.3 Escórias do Tope de Coroa	31
4.3 Sequência Superior	31
4.3.1 Mantos basálticos	31
4.3.2 Mantos fonolíticos	32
4.3.3 Mantos nefeliníticos	32
4.4 Análise comparativa da petrografia das sequências	33
4.4.1 Mantos fonolíticos	33
4.4.2 Mantos basálticos	33
4.4.3 Mantos nefeliníticos	34

5. Classificação das amostras	49
5.1 Sequência Antiga	50
5.1.1 Mantos fonolíticos	50
5.1.2 Mantos nefeliníticos	50
5.2 Sequência Intermédia	50
5.2.1 Mantos e chaminés basálticos hipocristalinos	50
5.2.2 Mantos e chaminés basálticos holocristalinos	51
5.2.3 Escórias	51
5.3 Sequência Superior	51
5.3.1 Mantos basálticos	51
5.3.2 Mantos fonolíticos	51
5.3.3 Mantos nefeliníticos	51
6. Química Mineral	53
6.1 Olivinas	54
6.1.1 Características gerais e classificação	54
6.1.2 Variações químicas intra-cristal	56
6.1.3 Coeficientes de partição e equilíbrio olivina/liquido	61
6.1.4 Métodos geotermométricos	67
6.2 Piroxenas	76
6.2.1 Características gerais e classificação	76
6.2.2 Tipos de zonamento	79
6.2.2.1 Zonamento inverso	79
6.2.2.2 Zonamento sectorial	80
6.2.3 Substituições químicas dominantes	82
6.2.4 Geobarometria	86
6.3 Óxidos	89
6.3.1 Características gerais e classificação	93
6.3.2 Substituições químicas dominantes	93
6.3.3 Determinação da temperatura de equilíbrio olivina-espínela	96
6.3.4 Cálculo da fugacidade de oxigénio	97
6.4 Feldspatos	100
6.4.1 Características gerais e classificação	100
6.4.2 Substituições químicas dominantes	101

6.5 Feldspatóides	104
7. Geoquímica da rocha total	106
7.1 Características gerais	107
7.2 Factores condicionantes da composição química das rochas ígneas	108
7.2.1 Composição química e mineralógica da fonte mantélica	109
7.2.1.1 Fases residuais mantélicas	112
7.2.1.2 Heterogeneidades mantélicas	113
7.2.2 Fusão parcial	115
7.2.3 Cristalização fraccionada	119
7.3 Metassomatismo carbonatítico	125
8. Conclusões	127
8.1 Origem e evolução do arquipélago	127
8.2 Vulcano-Estratigrafia	127
8.3 Petrografia e classificação	127
8.4 Química mineral	130
8.4.1 Olivinas	130
8.4.2 Piroxenas	131
8.4.3 Óxidos	133
8.4.4 Feldspatos	134
8.4.5 Feldspatóides	134
8.5 Geoquímica da rocha total	134
Anexos	136
Anexo I - Composição mineralógica das lâminas observadas	137
Anexo II - Análises químicas de minerais	140
Anexo III - Análises químicas de rocha total	176
Anexo IV - Composição normativa CIPW	184
Anexo V - Valores de Th e Yb utilizados no cálculo da fusão parcial	186
Referências bibliográficas	188

1. Introdução

O estudo da actividade magmática das ilhas oceânicas é de extrema importância para a compreensão dos processos de geodinâmica global, particularmente no que se refere à composição e evolução geoquímica do manto sub-oceânico.

O arquipélago de Cabo Verde gerado em ambiente de intraplaca oceânica, por mecanismos do tipo “hot-spot”, constitui assim um objecto de estudo fundamental. Por este motivo, têm sido publicados vários trabalhos, uns de índole mais geral alusivos a todo o arquipélago, como os de Gerlach *et al.* [1988], Davies *et al.* [1989], Christensen *et al.* [2001] e Doucelance *et al.* [2003], que identificam as fontes mantélicas envolvidas na génese deste arquipélago e outros mais restritos, que abordam a petrologia e geoquímica das ilhas em particular. Tal é o caso do trabalho de Torres [1998] sobre a ilha do Sal, de Trindade [2002] sobre o vulcanismo recente da ilha de S. Vicente, de Martins [2003] sobre Santiago e de Plesner *et al.* [2003] e Silva *et al.* [2004] sobre Santo Antão.

De entre as ilhas cabo-verdianas Santo Antão, certamente devido à acidentada morfologia, dimensão e escassa rede viária, tem sido objecto de poucos e localizados estudos geológicos e geoquímicos.

Os trabalhos de cartografia geológica sistemática, realizados entre 1991 e 1998 por geólogos do Centro do Geologia do Instituto de Investigação Científica Tropical e do Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, destinados fundamentalmente, à elaboração da “Carta Geológica da ilha de Santo Antão à escala 1:25000” e respectiva monografia, sugerem que o seu estudo pode apresentar assinalável interesse científico, evidenciado pelas características vulcanológicas e tipos petrográficos observados.

A informação acumulada durante os trabalhos efectuados permitiu estabelecer a sequência vulcano-estratigráfica da ilha, cuja formação mais recente, a designada “Formação Eruptiva do Tope de Coroa” é o alvo do estudo petrológico e geoquímico desenvolvido neste trabalho. Para a sua elaboração, recorreu-se à pesquisa bibliográfica para enquadramento das lavas em estudo, à observação petrográfica destas mesmas lavas e à análise química dos principais minerais observados (elementos maiores) bem como da rocha total (elementos maiores e traço). Com estes procedimentos pretende-se fazer uma caracterização petrográfica e mineraloquímica da referida Formação bem como da sua fonte mantélica e enquadrá-la na evolução geológica regional.

2. Enquadramento Regional

2.1 Enquadramento Geográfico

A ilha de Santo Antão pertence ao arquipélago de Cabo Verde, que faz parte do grupo das ilhas do segmento leste do Atlântico Norte, também conhecido como Macaronésia. Este grupo inclui ainda os arquipélagos dos Açores, Madeira, Selvagens e Canárias, estando compreendido entre as latitudes $39^{\circ} 45'N$ e $14^{\circ} 49'N$ e entre as longitudes $31^{\circ} 17'W$ e $13^{\circ} 20'W$ (figura 2.1).

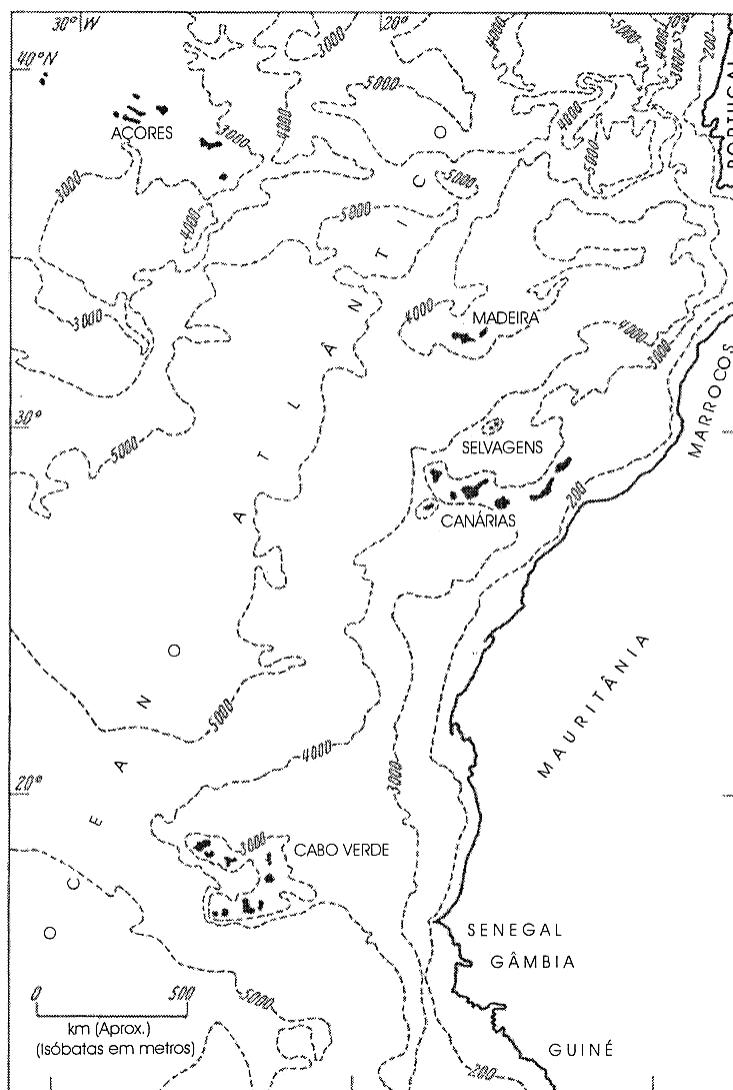


Figura 2.1 - Localização geográfica e batimetria da Macaronésia (adaptado de Mitchell-Thomé [1976]).

O arquipélago de Cabo Verde fica situado a cerca de 500 km a Oeste da costa africana (Senegal) e a cerca de 2000 km a Leste da Crista Média Atlântica, entre as latitudes 17° 13'N (Ponta Cais dos Fortes, Santo Antão) e 14° 48'N (Ponta Ilhéu Martinho, Brava) e entre as longitudes de 22° 42'W (Ilhéu Baluarte, Boavista) e 25° 22'W (Ponta Chã de Mangrado, Santo Antão), (figura 2.2).

Este arquipélago é constituído por dez ilhas e vários ilhéus, que estão reunidos em dois grupos, o Sotavento e o Barlavento, em consequência da sua posição face ao vento dominante que sopra de Nordeste (figura 2.2). O grupo do Sotavento, engloba as ilhas de Maio, Santiago, Fogo, Brava e os ilhéus Grande, Luís Carneiro e de Cima, enquanto que o grupo do Barlavento compreende as ilhas de Santo Antão, S. Vicente, Sta. Luzia, S. Nicolau, Sal, Boavista e os ilhéus Branco e Raso.

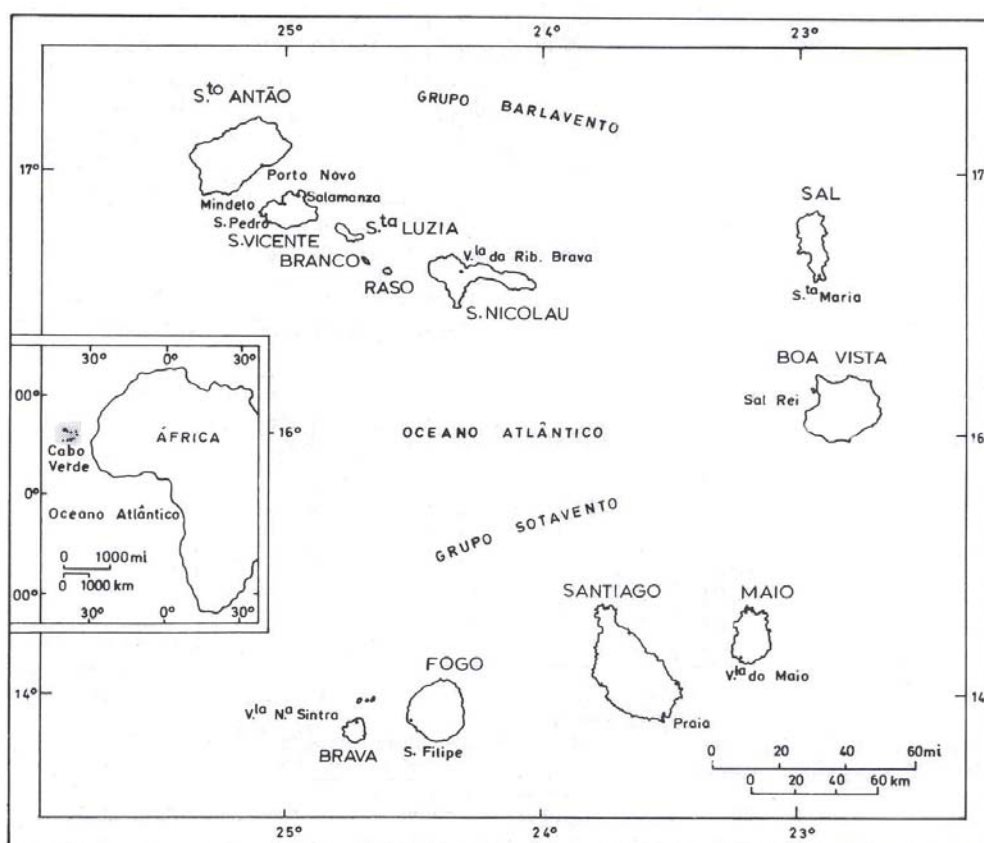


Figura 2.2 - Localização geográfica do arquipélago de Cabo Verde e disposição das diferentes ilhas e ilhéus (extraído de Mota Gomes e Rodrigues [1997]).

A área total do arquipélago mal excede os 4000 km² (4033 km²), sendo a ilha mais vasta a de Santiago (991 km²), ao passo que as mais reduzidas (sem falar nos ilhéus), são a Brava (64 km²) e Sta. Luzia (35 km²).

Certas ilhas possuem a forma alongada (S. Nicolau, Sal, Sta. Luzia) ou subalongada (Santiago e S. Vicente), enquanto outras têm um contorno arredondado quase perfeito (Fogo) ou menos regular (Brava e Boavista).

No que se refere à geomorfologia, o arquipélago revela um relevo vigoroso, sem grandes extensões aplanadas. Apenas as três ilhas orientais (Sal, Boavista e Maio) exibem relevos mais atenuados. (Assunção [1968]).

Dada a pequena área das ilhas não existem vales ou bacias de drenagem largos, e os cursos de água são do tipo efêmero, com exceção do NE de Santo Antão, onde existem dois cursos de água permanentes (Mitchell-Thomé [1976]).

As ilhas estão dispostas em forma de ferradura, com a abertura para oeste, sobre uma região elevada do fundo oceânico, que constitui um doma topográfico, designado de “Cape Verde Rise”. Este doma batimétrico tem uma direcção aproximada de E-W, ascendendo a mais de 2000 m dos fundos oceânicos, mas não ultrapassando uma distância horizontal de 600 km, sendo o seu topo delimitado pela curva batimétrica dos 3700 m (Courtney and White [1986]).

A isóbata dos 500 m divide o arquipélago em três grupos de ilhas (figura 2.3). A Norte as ilhas de Santo Antão, S. Vicente, Sta. Luzia e S. Nicolau. A leste e a Sul, as ilhas do Sal, Boavista, Maio e Santiago. A Oeste e a Sul, a Brava e Fogo que é a mais enraizada das ilhas encontrando-se a 1000 m de profundidade.

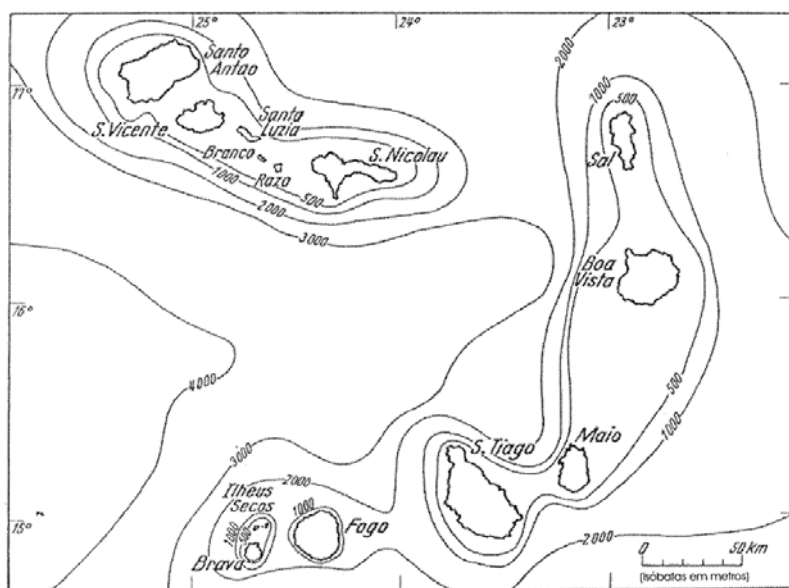


Figura 2.3 - Batimetria do arquipélago de Cabo Verde (adaptado de Mitchell-Thomé, [1976]).

2.2 Enquadramento Tectónico

O arquipélago localiza-se perto do pólo de rotação da placa africana e a oeste da “Zona de Quietude Magnética”, entre as anomalias magnéticas M2 e M16 (Hayes and Rabinowitz [1975], Olivet *et al.* [1984], Klitgord e Schouten [1986]), que correspondem respectivamente às idades isotópicas de 124 Ma (Barremiano inferior) e 142 Ma (Portlandiano médio) tendo por isso, sido gerado em ambiente de intraplaca oceânica (figura 2.4), não estando estruturalmente ligado ao continente africano, como foi comprovado por Dasch *et al.* [1976].

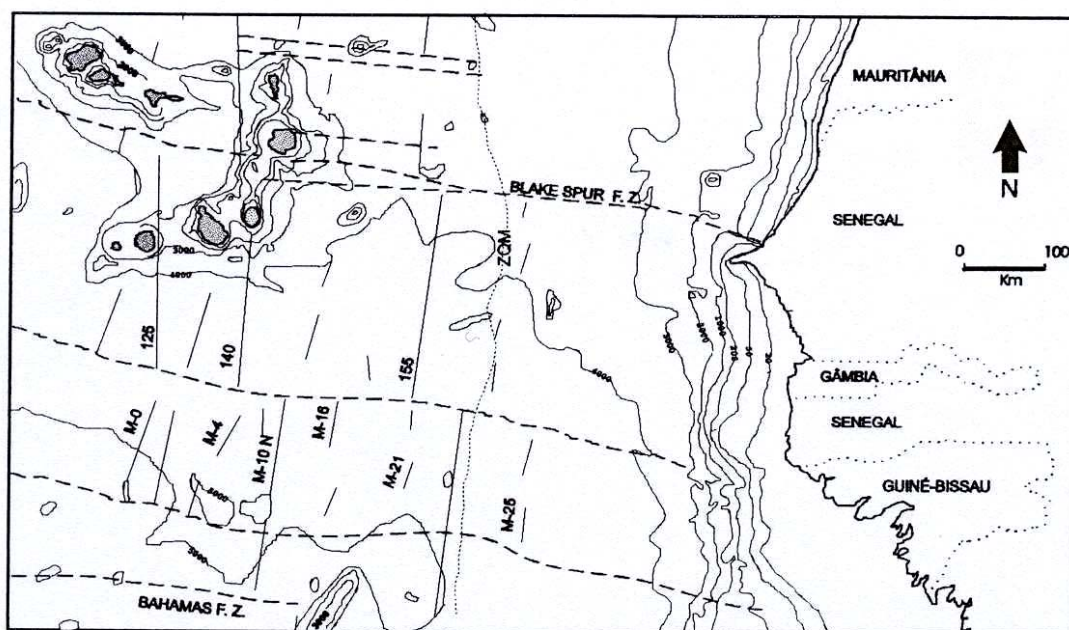


Figura 2.4 - Principais alinhamentos e isócronas do fundo oceânico na área de Cabo Verde. ZQM-Zona de Quietude Magnética (extraído de Torres [1998]).

As principais zonas de fractura do “Cape Verde Rise” aparecem assinaladas na figura 2.5, e apresentam uma direcção média de 100° a 110°, com separações mínimas de 42 km (nomeadamente entre a Snellius e IV) e espaçamentos máximos de 135 km (entre a III e a Snellius). O espaçamento médio entre as zonas de fractura do “Cape Verde Rise” é de 70 Km, o que é característico da segmentação encontrada no Atlântico Norte (Williams *et al.* [1990]).

Destaca-se ainda a “Blake Spur Fault Zone” (figura 2.4), que se situa paralelamente e a sul do alinhamento de Santo Antão-S. Nicolau e entre as ilhas de Maio e Boavista, propagando-se até à costa senegalesa, onde existe um vulcanismo muito semelhante ao do Arquipélago (Torres [1998]).

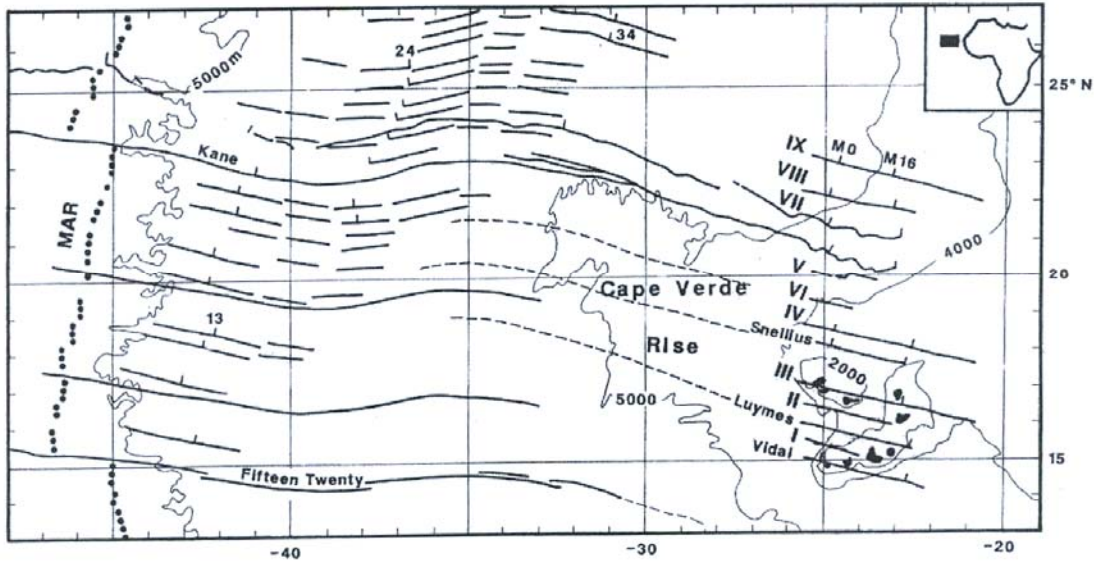


Figura 2.5 - Zonas de fractura do “Cape Verde Rise” (adaptado de Williams *et al.* [1990]).

O alinhamento das ilhas segundo uma determinada direcção, não é fortuito e corresponde a direcções tectónicas bem definidas, assinaladas pela primeira vez por Bebiano [1932]. Assim o alinhamento das ilhas de Santo Antão, S. Vicente, Sta. Luzia, S. Nicolau e dos ilhéus Branco e Raso, sugere uma longa linha de fractura segundo a direcção WNW-ESE, ideia esta favorecida pela existência de grandes profundidades a oeste de Santo Antão e pelas formas alongadas das ilhas de S. Nicolau e de Santa Luzia. Esta direcção tectónica é segundo Assunção [1968], a direcção das fracturas marginais do litoral do oeste africano, bem marcadas pela direcção tectónica de Monróvia e Ilhas dos Ídolos e pelo alinhamento dos aparelhos vulcânicos de Rufisco, Dacar e Península de Cabo Verde. Outra direcção patente no arquipélago, é a direcção N-S, ou mais precisamente NNE-SSW, que corresponde ao alinhamento das ilhas do Sal, Boavista e Maio. Assunção [1968] refere mais uma vez que esta orientação corresponde a outro grande traço da tectónica africana, a extensa linha vulcânica com cerca de 3000 km de Tibésti, Chade, Camarões e ilhas do Golfo da Guiné.

2.3 Enquadramento Geodinâmico

2.3.1 O “Hot-Spot” de Cabo Verde

Numerosas evidências de natureza geofísica, que incluem anomalias no geóide e no fluxo de calor, bem como evidências de natureza geoquímica nomeadamente o carácter marcadamente alcalino do arquipélago, indicam que mecanismos do tipo “hot-spot”¹ estejam envolvidos na génese das ilhas cabo-verdianas.

A anomalia do geóide registada para o “Cape Verde Rise” é entre 8 m (Courtney and White [1986]) e 12 m (McNutt [1988]), segundo estes autores, o levantamento topográfico ocorrido e as anomalias do geóide devem-se em parte à deficiência de massa sublitosférica.

Para além da anomalia do geóide, existe também uma anomalia no fluxo de calor determinada por Courtney and White [1986], que aumenta desde a periferia em direcção ao centro do doma, onde atinge valores superiores a 16 mWm^{-2} em relação ao fluxo de calor normal na litosfera oceânica adjacente, que é de $45.5 \pm 3.4 \text{ mWm}^{-2}$.

O modelo convectivo desenvolvido por White [1989], permite concluir que a pluma ascendente tem cerca de 100 a 200 km de diâmetro e que o vulcanismo ocorre apenas nesta região. O levantamento da crosta bem como o aumento do fluxo de calor, são explicados pela divergência lateral da astenosfera, quando a pluma ascendente é deflectida pela placa suprajacente. Contudo, ao contrário do que acontece numa placa litosférica de rápida movimentação como a do Pacífico, em que o factor que controla a taxa de fusão na pluma térmica é a velocidade da litosfera suprajacente, no caso duma placa de movimentação lenta como a Africana, este factor é a dispersão lateral da própria pluma (Phipps Morgan *et al.* [1995]).

Da actividade deste “hot-spot” resultaram as espessas sequências vulcânicas de quimismo alcalino subsaturado que edificaram as diversas ilhas. Esta actividade ter-se à manifestado pela primeira vez há cerca de 25 Ma nas ilhas de Maio e Sal, de acordo com Torres [1998], o que segundo este mesmo autor, está em concordância com Burke [1996], que considera que há aproximadamente 30 Ma teve início uma intensa actividade de “hot-spots”

¹ O termo “hot-spot” é aqui aplicado de acordo com a terminologia de Isley [2002], que o considera como uma região quente do manto, com uma extensão de cerca de 10^2 km, inferior à da pluma mantélica com cerca de 10^3 km. Enquanto as plumas mantélicas produzem grandes volumes de magmas máficos por períodos inferiores a 10 Ma, os “hot-spots” podem estar activos por dezenas de milhões de anos. Actualmente existem cerca de 41 “hot-spots” activos e apenas uma pluma mantélica, o “Superswell” do Pacífico Sul. Deste modo “hot-spot” e pluma mantélica não são sinónimos. Assim será usado o termo pluma térmica, pluma ascendente ou penacho convectivo como sinónimos de “hot-spot”.

(cerca de 40) sob a placa africana, tendo surgido um penacho convectivo, sob o local onde presentemente se situa a ilha de Maio.

As sequências vulcânicas alcalinas incluem essencialmente, basanitos, basaltos olivínicos, limburgitos, augititos, nefelinitos e melilitos, sendo as rochas fonolíticas, traquíticas e afins os membros mais diferenciados. No que se refere aos complexos granulares, as rochas silicatadas são as mais representadas (essexitos, teralitos, piroxenitos, sienitos nefeliníticos e ijolito-melteigitos), existindo também na maior parte das ilhas, carbonatitos calcíticos e dolomíticos”. (Silva [1994]). As manifestações mais recentes desta actividade, reportam-se às erupções vulcânicas ocorridas na ilha do Fogo em 1995, sugerindo que este tipo de vulcanismo ainda esteja activo.

2.3.2 O arquipélago e a abertura do Atlântico Central

No arquipélago estão patentes dois tipos de magmatismo drasticamente distintos, um de quimismo alcalino subsaturado, resultado da actividade do “hot-spot” já referida, e outro de quimismo toleítico, relacionado com uma crista oceânica desenvolvida durante a abertura do Atlântico Central. As rochas representativas deste último tipo foram pela primeira vez encontradas na ilha de Maio e correspondem a lavas basálticas em almofada com uma geoquímica típica de Morb-N (De Paepe *et al.* [1974], Klerx and De Paepe [1976], Stillman *et al.* [1982]), tendo sido posteriormente assinaladas na ilha de Santiago (Gerlach *et al.* [1988]).

As lavas da ilha de Maio são consideradas as rochas vulcânicas mais antigas do arquipélago, com uma idade isotópica de 113 ± 9 Ma (Mitchell *et al.* [1983]), e estão intercaladas com calcários siliciosos (Stillman *et al.* [1982], Robertson [1984]) com níveis ricos de *calpionelas*, o que permitiu atribuir uma idade de cerca de 130 Ma a estes sedimentos, que se enquadram deste modo no Cretácico inferior, mais precisamente no Valanginiano inferior (Fourcade *et al.* [1990]). Este conjunto essencialmente vulcânico, constitui a designada Formação da Batalha definida por Stillman *et al.* [1982], sendo a mais antiga da ilha e provavelmente do arquipélago.

De acordo com Klerx and Paepe [1971], os referidos calcários ter-se-ão depositado nesta área durante a abertura do Atlântico Central, que teve início há 175 Ma (Hill [1991]). De Paepe *et al.* [1974] consideram a sequência vulcano-sedimentar da Formação da Batalha, representativa duma crista oceânica abortada com direcção N-S, que se teria desenvolvido no Atlântico perto do actual arquipélago, durante o Cretácico inferior, há cerca de 110 a 120 Ma. Anomalias magnéticas com direcção N-S que atravessam o arquipélago e se estendem até

uma área próxima das ilhas Canárias, sugerem que esta crista seria de larga escala (Rona *et al.* [1970]).

Apesar do quimismo toleítico estar também representado na ilha de Santiago por lavas muito semelhantes às da ilha de Maio (Gerlach *et al.* [1988]), é o quimismo alcalino subsaturado que assume maior relevo em todo o arquipélago.

A fase correspondente à extrusão de lavas basálticas oceânicas de carácter toleítico, terá sido segundo Paepe *et al.* [1974], um evento dum período relativamente curto, quando comparado com o magmatismo alcalino. Durante o rápido período de alastramento oceânico que terminou no Cretácico médio, desenvolveram-se falhas transversais de grande escala que terão sido a causa da desactivação da referida crista oceânica de direcção N-S. A formação destas falhas ante-cenozóicas terá provocado desta forma, uma mudança drástica no regime magmático.

2.3.3 Fontes mantélicas envolvidas na génese do arquipélago

As rochas vulcânicas e hipabissais analisadas por diversos autores (Gerlach *et al.* [1988], Davies *et al.* [1989], Christensen *et al.* [2001], Doucelance *et al.* [2003]) exibem grandes variações geoquímicas revelando assim uma heterogeneidade nas suas fontes mantélicas.

Gerlach *et al.* [1988] e Davies *et al.* [1989], propuseram a existência de três componentes mantélicos distintos: o primeiro com valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \leq 0.7029$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \geq 0.5131$ e $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb} \geq 19.9$, corresponde ao componente HIMU; o segundo com valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \geq 0.7040$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \leq 0.51260$ e $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb} \leq 18.7$, corresponde ao componente EM; o terceiro com valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0.7029$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} > 0.5131$ e $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb} < 19.1$, corresponde ao componente DM. Contudo estes componentes não estão distribuídos de modo uniforme pelo arquipélago, havendo diferenças marcantes entre as ilhas do Norte (São Vicente e Santo Antão) e as do Sul (Fogo, Santiago e Maio). As do Norte parecem representar uma mistura dos componentes HIMU e DM, enquanto que as do Sul resultam da mistura dos componentes EM, HIMU e DM que são comuns aos das rochas lávicas da ilha do Sal analisadas por Torres [1998].

No entanto Christensen *et al.* [2001] propõem outro modelo para as ilhas do Norte, baseado na razão isotópica $^4\text{He}/^3\text{He}$ que varia entre 52 e 224, na razão isotópica $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ que varia entre 356 e 1250 e nas razões isotópicas do Pb, cujos valores são muito semelhantes aos

obtidos pelos autores do primeiro modelo. O novo modelo apresentado rejeita o componente DM, e invoca o envolvimento do manto inferior (para explicar os valores baixos da razão isotópica $^4\text{He}/^3\text{He}$) e do componente HIMU para justificar as restantes características isotópicas. Nestas condições a pluma térmica de Cabo Verde ou ascende directamente do manto inferior (Farley *et al.* [1992]) ou da base do manto superior, neste último caso o He teria que migrar desde o manto inferior.

Dados geoquímicos mais recentes (Doucelance *et al.* [2003]), vêm confirmar a dicotomia assinalada para o arquipélago entre as ilhas do Norte e as do Sul, com resultados muito próximos dos anteriores. As ilhas do Norte reflectem uma mistura entre crosta oceânica reciclada e manto inferior, aos quais foram adicionadas pequenas proporções de material empobrecido do manto superior local. As ilhas do Sul requerem a adição dum componente enriquecido, que se julga ser material litosférico subcontinental.

2.4 Origem e evolução do arquipélago

Ao contrário do que acontece no caso do Hawaii, a disposição das ilhas não é uma cadeia linear, não sendo resultado único da deslocação da placa sobre um “hot-spot” fixo, já que a placa africana é quase estacionária relativamente ao “hot-spot” (McNutt [1988], Morgan [1983], Duncan [1984]). O movimento absoluto desta placa diminuiu bruscamente há cerca de 30 Ma, devido à sua colisão com a placa Euroasiática, passando dum valor de cerca de 2.5 cm/ano (anterior à colisão), para um valor actual de 1 cm/ano (Silver *et al.* [1998]).

O modelo aqui apresentado para a génese do arquipélago, é o de Torres [1998], que é baseado na fracturação existente no arquipélago e nas idades relativas das diferentes ilhas. Contudo ainda não existem datações geocronológicas sistemáticas e as únicas ilhas a apresentarem datações das unidades mais antigas são, as ilhas de Maio e Sal ambas com 25 Ma, Santiago com 11 Ma, e Brava com 4 Ma. Posteriormente à elaboração deste modelo, foram também realizadas datações na ilha de Santo Antão, pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Plesner *et al.* [2003]), onde foi atribuída uma idade de 7.59 Ma à unidade mais antiga. Relativamente às restantes o único critério a ser utilizado, é o do grau de erosão, em que as ilhas de Santo Antão, S. Vicente, S. Nicolau, Fogo e Brava são consideradas por Bebianco [1932], mais recentes do que as de Santiago, Sal, Boavista e Maio, já que as primeiras se apresentam menos trabalhadas pela erosão do que as últimas.

Segundo o referido modelo, as ilhas mais antigas (Sal, Boavista e Maio) terão resultado dum injeção de material ao longo dum fractura de orientação N-S, representada

na figura 2.6 pelos alinhamentos 1a, 1b e 1c, cujos troços 1b e 1c foram posteriormente deslocados, pela movimentação sinistrógira de um bloco litosférico, limitado por duas zonas de fractura, assinaladas pelos números 3 e 4. Esta movimentação deve-se a uma compressão com direcção NE-SW, que corresponde à orientação preferencial da rede filoniana da ilha de Santo Antão e S. Vicente (assinalada pelo número 5), que poderá estar relacionada com uma “transpressão” nesta área motivada pela deslocação da placa litosférica para Leste.

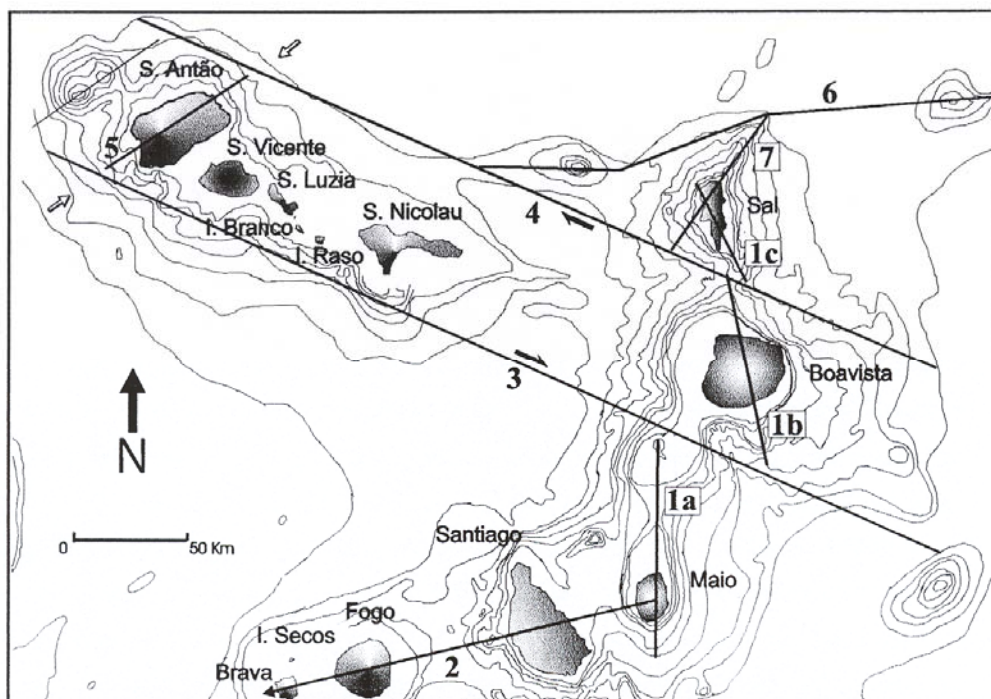


Figura 2.6 - Principais alinhamentos do arquipélago de Cabo Verde: 1a, 1b,1c-Troços da fractura N-S ao longo da qual se geraram as ilhas de Leste; 2-“Traço” do “Hot-Spot”; 3-“Blake Spur Fracture Zone”; 4-Fractura entre Sal e Boavista; 5-Orientação geral dos filões de Santo Antão e S. Vicente; 6-Fractura a Norte do Sal; 7-Alinhamento do vulcanismo mais recente do Sal. (extraído de Torres [1998]).

O alinhamento das ilhas do Norte (Santo Antão, S. Vicente, Sta. Luzia e S. Nicolau) é explicado pela sua posição no já referido bloco limitado pelas duas zonas de fractura, entre as quais se encontra a “Blake Spur Zone”.

As ilhas do Sul (Santiago, Fogo e Brava), terão resultado da deslocação da placa litosférica sobre o “hot-spot” numa direcção NE, em virtude do visível aumento em idade de Oeste para Leste, admitindo-se que hoje o penacho convectivo esteja situado imediatamente abaixo da área definida pelas ilhas do Fogo e Brava.

Os modelos geoquímicos apresentados por Gerlach *et al.* [1988], Davies *et al.* [1989], Christensen *et al.* [2001] e Doucelance *et al.* [2003], reflectem também diferenças marcantes

a nível dos componentes mantélicos. Na génese do grupo do Norte é invocado o envolvimento do manto inferior e do componente HIMU, enquanto que o grupo do Sul resultará da mistura dos componentes EM, HIMU e DM.

No que se refere à evolução geológica do arquipélago, ainda não é possível traçar com exactidão as suas diversas etapas, uma vez que o actual conhecimento da vulcano-estratigrafia não o permite. Contudo são de salientar os trabalhos de Assunção [1968] e Serralheiro [1976], que embora com algumas lacunas devido à falta de muitos elementos, são pioneiros na elaboração da história geológica do arquipélago.

O primeiro trabalho faz referência a quatro fases vulcânicas, sendo a primeira apenas reconhecida na ilha de Maio, que data do Paleogénico. As fases seguintes já são reconhecidas nas restantes ilhas, havendo um episódio transgressivo entre a Fase II (Terciário médio inferior) e a Fase III (Terciário superior), assinalado pela presença de calcários de idade Miocénica. A Fase IV ter-se-ia iniciado já no Quaternário prosseguindo ainda na actualidade. A Fase I é representada por basaltos e lamprófiros, a Fase II corresponde a lavas basálticas, enquanto que a Fase III é caracterizada pela emissão de lavas basálticas alcalinas, em associação com fonólitos e outros tipos afins, sendo a Fase IV marcada pela extrusão de lavas básicas, incluindo basaltos olivínicos.

No trabalho de Serralheiro [1976] pode-se visualizar um quadro comparativo de todas as ilhas (excepto Santo Antão), onde é estabelecido um paralelismo entre as respectivas formações. Verifica-se dos esquemas das diferentes ilhas que existe um complexo eruptivo antigo (CA), com maior ou menor extensão, que inclui rochas granulares, brechas, fonólitos, traquitos e tipos afins, que se enquadra no Paleogénico. Por cima deste complexo, existe uma formação sedimentar, de fácies terrestre, nas ilhas de Santiago, Maio, S. Nicolau, S. Vicente e também em Santo Antão, como se verá mais adiante na descrição feita por Silva [1994]. Na periferia destes depósitos, encontram-se outros mas de fácies marinha, nas ilhas de Santiago, Maio e S. Nicolau. No que se refere à ilha de Santo Antão, os depósitos marinhos fossilíferos correspondem segundo Silva [1994], a níveis de praia e plataformas de abrasão marinha Quaternária, enquanto na ilha do Sal, os sedimentos marinhos existentes ocupam uma posição estratigráfica superior, de acordo com a descrição de Torres [1998]. Esta formação sedimentar de fácies terrestre é reflexo do longo período de inactividade vulcânica, que permitiu a actuação da erosão, tendo culminado com o arrasamento das ilhas durante o Oligocénico ou Miocénico inferior. A actividade ígnea recomeça com grande intensidade em todo o arquipélago no Miocénico médio, formando-se as séries inferiores dos complexos eruptivos

principais que são essencialmente basálticos. Quanto aos níveis de praia, plistocénicos, conhecem-se em todas as ilhas com excepção do Fogo. É na Boavista, Maio e Sal que aqueles depósitos são mais vastos e se encontram a maior altitude.

Dados mais actuais indicam que as rochas mais antigas do arquipélago se encontram na ilha de Maio e correspondem a sedimentos carbonatados com cerca 130 Ma (Cretácico inferior) (Fourcade *et al.* [1990]), intercalados com basaltos de carácter toleítico, com cerca de 113 Ma (Mitchell *et al.* [1983]), também presentes na ilha de Santiago (Gerlach *et al.* [1988]). Este conjunto será o produto duma crista oceânica abortada, relacionada com a abertura do Atlântico Norte (Paepe *et al.* [1974]). O desenvolvimento de falhas transversais durante este processo de expansão oceânica, terá sido a causa da mudança brusca no regime magmático (Paepe *et al.* [1974]), que há cerca de 30 Ma passou a ser de carácter alcalino.

3. Ilha de Santo Antão

De entre as ilhas cabo-verdianas Santo Antão, certamente devido à acidentada morfologia, dimensão e escassa rede viária, foi objecto de poucos e localizados estudos geológicos, apesar de possuir significativas potencialidades, nomeadamente em recursos hídricos e aproveitamento de pozolana para fabricação de cimento. (Silva [1994]).

Dos trabalhos realizados sobre Santo Antão, salientam-se os de Bebiano [1932], Daveau [1988], Gerlach *et al.* [1988], Davies *et al.* [1989], Marques [1991], Silva [1994], Christensen [2001], Plesner *et al.* [2003] e Silva *et al.* [2004]. Encontram-se ainda em fase de preparação no Instituto de Investigação Científica Tropical, a Carta Geológica à escala 1:25000 e uma monografia geográfica sobre Santo Antão. Os trabalhos de Plesner *et al.* [2003] e Silva *et al.* [2004] merecem especial atenção, pela elaboração duma sequência vulcano-estratigráfica que no caso de Plesner *et al.* [2003], se apresenta datada pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

3.1 Enquadramento Geográfico

Santo Antão pertence ao grupo do Barlavento (figura 2.2), onde é cortada pelo paralelo 17°, encontrando-se entre as longitudes 25° 22'W e 25° 00'W. A ilha apresenta uma forma trapezoidal, em que os lados maiores deste trapézio estão orientados na direcção NE-SW. Tem um comprimento máximo de 42,750 km entre as pontas Tumba a NE e Camarina a SW, e uma largura máxima de 23,970 km entre as pontas das Areias e Cais dos Fortes. Com uma extensão de 779 km², é a segunda maior ilha do arquipélago, sendo a primeira a de Santiago, com uma superfície de 991 km². (Bebiano [1932]).

No princípio do século XVI, a ilha era ainda desabitada, tendo começado a sua colonização em 1548. A população era de 11 000 habitantes antes do ano de 1773, tendo atingido os 43 000 em 1980, ultrapassando os 100 habitantes por km² em toda a parte NE da ilha, enquanto vastas extensões do Sul e do Oeste estão praticamente despovoadas.

Este dissimétrico povoamento está antes de tudo ligado aos contrastes climáticos da ilha, que recebe regularmente na extremidade NE, a massa de ar húmido dos ventos alísios e muito irregularmente as chuvadas geralmente ligadas a deslocações excepcionais para o Norte da Convergência Intertropical. (Daveau [1988]).

3.2 Enquadramento Geológico

3.2.1 Geomorfologia

O relevo é extremamente acidentado, muito mais abrupto e dissecado na parte central e vertente norte do que na meridional (figura 3.1). (Silva [1994]).

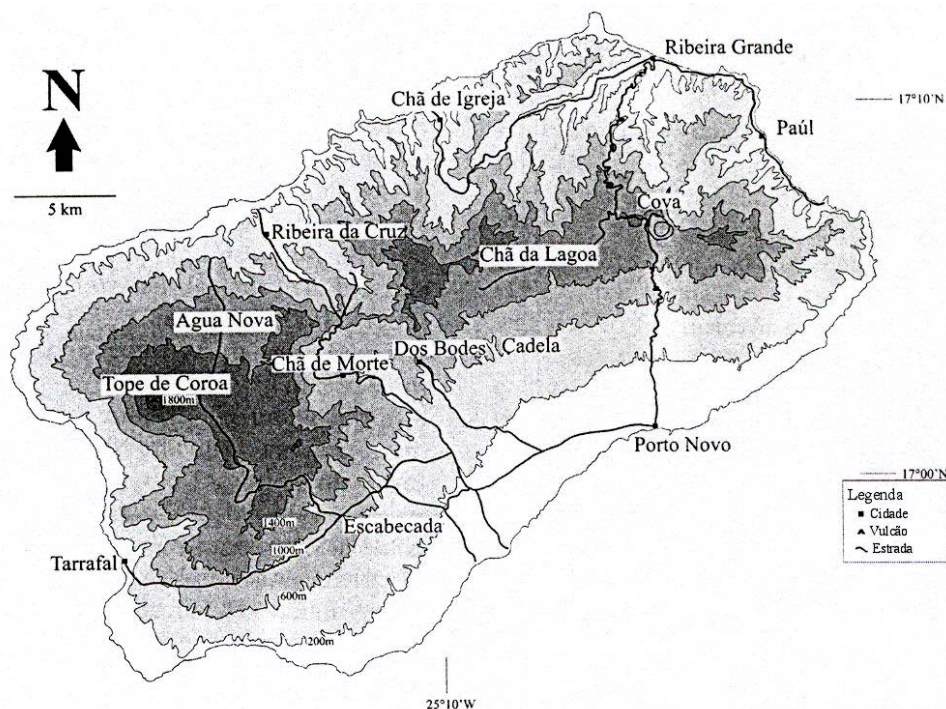


Figura 3.1 – Mapa de Santo Antão com as principais localidades e curvas de nível. Adaptado de Plesner *et al.* [2003].

Todos os vales profundamente entalhados que abrem para o mar, através de estreitas gargantas de baixa altitude, encontram-se também na parte NE da ilha. É muito possível que o vigor do entalhe fluvial ao longo destes vales, seja principalmente devido à maior frequência das chuvadas nesta parte da ilha, ainda que se deva também ter em consideração a implantação estrutural dos vales principais, que se teriam originado ao longo de grandes fracturas. Tal parece ser o caso da Ribeira Grande de traçado paralelo ao litoral norte e dos entalhes de direcção contrária, da Ribeira das Patas e das Ribeiras da Cruz e do Alto Mira, que cortam perpendicularmente a ilha quase pelo meio. (Daveau [1988]).

A parte média da ilha é ocupada por um extenso relevo montanhoso que tem o seu início no monte Pico da Cruz, com 1584 m de altitude (situado a NE), que se desenvolve para SW pela Cova, Selada de Tarafe, Lagoinha e Chã da Lagoa, com altitudes variáveis entre 1200 a 1400 m, terminando no monte Gudo Cavaleiro, com 1811 m de altitude.

A 2000 m para SW deste último monte, o relevo montanhoso é cortado pelos vales abruptos e profundos das Ribeiras de Alto Mira e Patas, que correm respectivamente para NW e SE. Em alguns pontos a faixa de terreno divisória destas ribeiras, apresenta vários ressaltos e notáveis estrangulamentos que chegam a atingir larguras de 30 m.

A região a W desta divisória é ocupada por um extenso planalto, situado a uma altitude média de 1400 m, donde se eleva o monte Tope de Coroa, o mais alto da ilha com 1979 m de altitude. Para W do monte Tope de Coroa, o declive da superfície do terreno é bastante acentuado, alcançando-se o nível do mar com uma distância horizontal de 3750 m.

A costa da região N principalmente entre as pontas Rabil e Boi, apresenta-se muito recortada, enquanto na parte ocidental existem duas importantes baías, Monte Trigo e Tarrafal e a sul o porto dos Carvoeiros.

Na margem direita da Ribeira Grande, observam-se antigos terraços fluviais, constituídos por areias e calhaus rolados. Estes terraços estendem-se para NE até Penha de França, a uma altura de 20 m acima de do nível do mar. Se considerarmos como normal o declive do actual leito desta ribeira, a presença destes terraços a esta altitude representa a existência em tempos passados, duma linha de costa cerca de 1000 m mais avançada do que o actual. Na margem esquerda da Ribeira Escabeçada, também se encontram semelhantes terraços fluviais, a 30 m acima do actual leito da ribeira. (Bebiano [1932]).

Contudo, Marques [1991] exclui a ideia de antigo litoral para alguns terraços, nomeadamente os relacionados com a Ribeira das Patas, em virtude da sua localização no interior da ilha. Por outro lado, assinala depósitos a sul da Várzea do Lajedo, que admite representarem uma antiga plataforma de abrasão. Este facto levou-o a considerar a hipótese de um basculamento para E, da região litoral.

Por último, convém ainda assinalar os espessos depósitos aluviais de idade quaternária, a que Daveau [1988] faz referência e que se encontram a preencher vários vales, em resultado das chuvadas esporádicas mas intensas que assolam a ilha.

3.2.2 Vulcano-Estratigrafia

A unidade geológica mais antiga definida por Silva [1994], é designada por “Complexo Eruptivo Antigo” (CA) e foi localizada na Ribeira das Patas em área restrita da depressão Chã de Morte. Corresponde fundamentalmente, a mantos basálticos subaéreos porfiríticos e a brechas ígneas, com predominância de elementos basálticos, fonolíticos e/ou

traquíticos, muito alterados e profusamente recortados por filões basálticos (os mais abundantes) e fonolíticos e/ou traquíticos. Este conjunto está intruído por rochas granulares gabróicas com diferenciações sieníticas, relacionadas provavelmente, com a cristalização de pequenas bolsadas magmáticas intravulcânicas.

As lavas estratigraficamente mais antigas datadas por Plesner *et al.* [2003], correspondem a lavas picríticas que se encontram também na depressão de Chã de Morte localizada próximo de Dos Bodes (figura 3.2), aos 620 m de altitude e com uma idade de 7.59 ± 0.56 Ma. A estas lavas os referidos autores chamaram “Formação de Dos Bodes”.

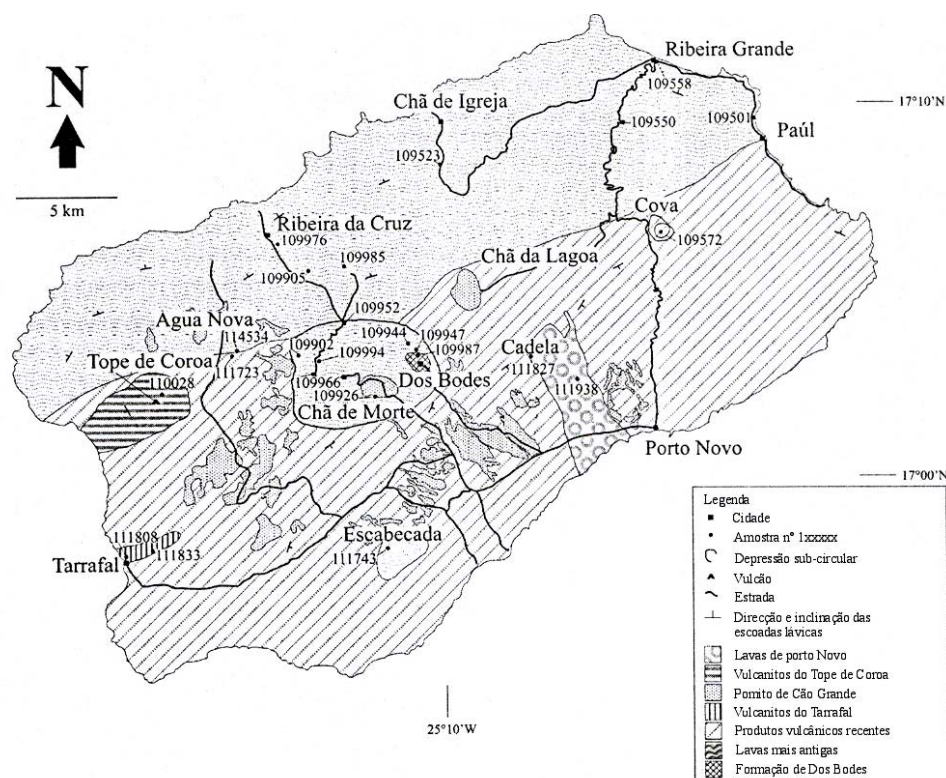


Figura 3.2 – Mapa de Santo Antão com a localização das escoadas lávicas datadas. Adaptado de Plesner *et al.* [2003].

Após um período de intensa erosão, que segundo Plesner *et al.* [2003] terá durado cerca de 4.6 Ma, depositou-se naquela depressão sobre relíquias do CA, uma unidade conglomerático-brechóide, designada de “Formação Conglomerático-Brechóide” (CB), por Silva [1994], onde predominam clastos subarredondados do CA, entre os quais figuram os das rochas granulares.

A este episódio destrutivo seguiu-se a fase vulcânica mais desenvolvida da ilha, que se estende desde a costa norte entre a Ribeira da Cruz e Chã da Igreja, até ao Sul na Escabecada (figura 3.2), cujas escoadas lávicas se encontram expostas na área de Chã de Morte e na parte NE de Santo Antão. Esta fase é amplamente descrita por Plesner *et al.* [2003] e também é

referida por Silva [1994] que a denomina de “Formação Eruptiva Principal” (FEP). A descrição que em seguida se apresenta foi retirada de Plesner *et al.* [2003].

A base da Série de Chã de Morte consiste em ankaramitos e picrobasaltos nos primeiros 200 m, enquanto que nos 500 m seguintes estas litologias ocorrem juntamente com melanefelinitos, basanitos, tefritos e traquibasaltos. O topo desta série consiste principalmente em nefelinitos, localmente intercalados com litologias mais evoluídas como fonólitos e fonotefritos. Muitas das escoadas lávicas da parte inferior da série sofreram alteração hidrotermal, o que conduziu à formação de minerais secundários, principalmente de aragonite. Esta série foi extruída entre os 2.93 ± 0.03 Ma e os 1.18 ± 0.01 Ma, durante um período de cerca de 1.75 Ma.

Durante os estádios mais tardios da formação daquela Série, a área de Chã de Morte foi cortada por numerosos diques e algumas soleiras, simultaneamente com a actividade vulcânica na região leste da ilha. A maioria dos diques são de melanefelinitos, basanitos ou tefritos e alguns de fonotefritos.

Os vulcanitos da Água Nova (figura 3.2) compreendem uma sequência de lavas tefríticas ou basaníticas, de cerca de 200 m no vale da Ribeira de Água Nova. Estas lavas com idades compreendidas entre os 3.24 ± 0.89 e 0.52 ± 0.01 Ma, fornecem evidências para a actividade vulcânica na parte NW de Santo Antão, simultaneamente com a actividade na zona central e leste.

As lavas do Paúl (figura 3.2) com 1.35 ± 0.03 Ma devem ter sido emitidas a partir dum centro vulcânico localizado na área leste da ilha, provavelmente após a formação de grande parte da série de Chã de Morte. Esta actividade vulcânica terá culminado com a formação da Cratera da Cova onde se observam lavas fonolíticas com 0.73 ± 0.03 Ma. A idade de 0.58 ± 0.13 Ma para as lavas da Ribeira Grande aponta para uma actividade vulcânica local mais tardia na região leste.

A actividade vulcânica no extremo W de Santo Antão (área do Tarrafal) ter-se à iniciado antes da actividade nas zonas central e NW terminarem. As idades mais antigas para as lavas do Tarrafal são de 0.54 ± 0.09 Ma, enquanto que as mais recentes são de 0.38 ± 0.05 , o que indica que a actividade terá sido mais ou menos contínua durante pelo menos 0.16 Ma.

A parte SE da ilha e a área da Lagoa estão extensivamente cobertas por numerosos cones de escórias com cerca de 0.22 ± 0.03 Ma.

Sobre esta sequência encontra-se um depósito pomítico de cor branca e de natureza fonolítica, que cobre grande parte de Santo Antão. Este depósito piroclástico é referido por Plesner *et al.* [2003] como o “Depósito Pomítico de Cão Grande” e crê-se que terá em tempos coberto toda a área da ilha, tendo entretanto sido removido pela erosão. Mortensen e Wilson [1998] dividem este nível em três unidades, CGPI, CGPII e CGPIII (da base para o topo), em que cada uma representa uma sequência característica de actividade vulcânica (estampa 1.A). A unidade CGPI é o resultado duma erupção Pliniana e consiste em *lapilli* e bombas de cor branca. Os piroclastos terão caído duma coluna eruptiva de cerca de 30 km de altura, tendo resultado na deposição de pelo menos 7.4 km³ de pedra pomes, o que é equivalente a um volume de magma entre os 1.5 e 2.3 km³. As unidades CGPII e CGPIII têm uma extensão mais limitada do que a unidade anterior. A unidade CGPII é composta por quatro camadas zonadas de pomito cinzento claro a cinzento escuro, que serão provenientes duma sequência de explosões vulcânicas discretas. A unidade CGPIII consiste em diversas camadas de *lapilli*, com cerca de 10 cm de espessura cada uma e representa um período de actividade vulcânica mais esporádica. Esta unidade contém pomito de cor castanha e cinzenta, por vezes bandado, o que parece indicar que as erupções sejam o produto duma mistura de magmas.

Sobre este depósito pomítico encontra-se a “Formação Eruptiva do Tope de Coroa” (estampa 1.C), que é a unidade mais recente assinalada na ilha por Silva *et al.* [2004] e que está concentrada nas áreas de Tope de Coroa e Porto Novo. As datações radiométricas efectuadas por Plesner *et al.* [2003] na região de Tope de Coroa indicam uma idade de 0.17 ± 0.02 Ma, enquanto que na zona de Porto Novo apontam para uma idade de 0.09 ± 0.03 Ma. Silva *et al.* [2004] dividiram esta formação em três sequências, a “Sequência Antiga”, a “Sequência Intermédia” e a “Sequência Superior” (figura 3.3).

A “Sequência Antiga” está localizada no Centro Vulcânico do Tope de Coroa (estampa 1.B) e corresponde a mantos e escórias fonolíticos, emitidos por crateras e domas endógenos e a mantos e escórias nefeliníticos.

A “Sequência Intermédia”, com maior área de exposição, é constituída por mantos *aa* e *pahoehoe*, escórias e *lapilli* basálticos, resultantes de pequenos cones e chaminés, e também do grande cone de escórias soldadas do Tope de Coroa, com vertentes muito inclinadas e que no flanco SW aflora sensivelmente, desde a cota 150 m até á cota 1800 m.

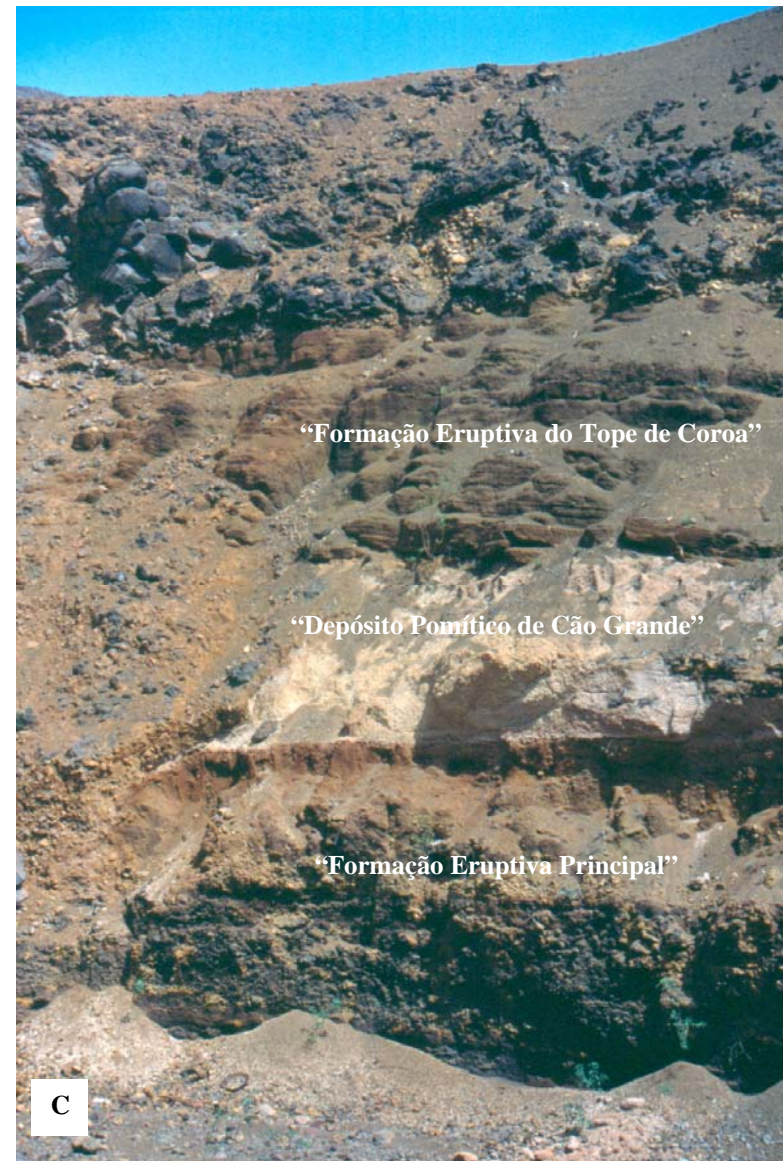
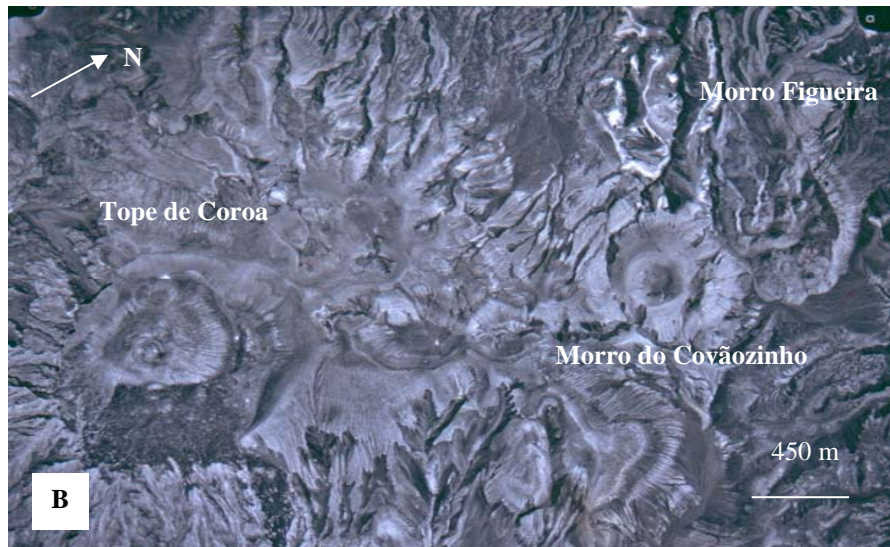
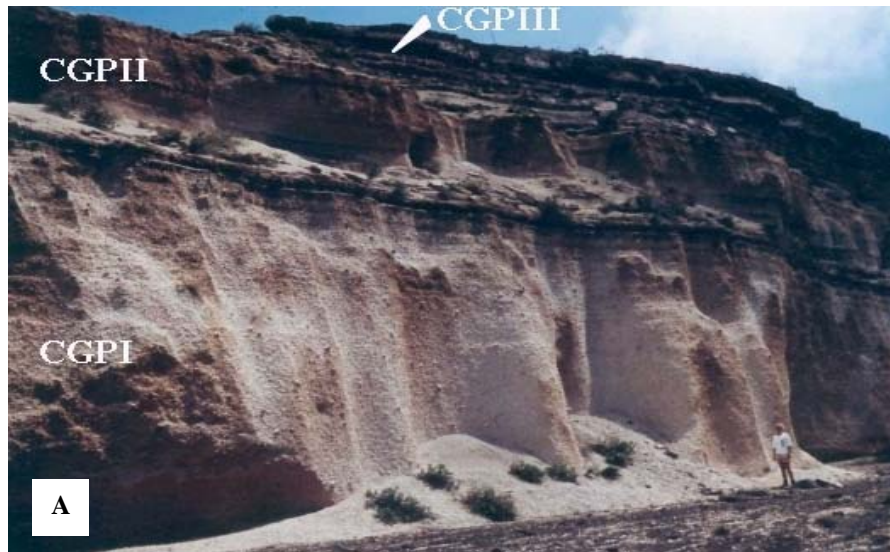
A “Sequência Superior” está representada essencialmente pelas estruturas de Tope de Coroa (cone de escórias soltas e mantos basálticos-estampa 2.A), Morro do Covãozinho (cone

de escórias, chaminé e mantos fonolíticos-estampa 2.B) e Morro Figueira (doma endógeno e mantos fonolíticos-estampa.2.C) gerados progressivamente, ao longo de um alinhamento com cerca de 2,5 km de orientação geral SW-NE. O Centro Vulcânico de Lagoa pertence também a esta sequência e os focos emissores correspondem a estruturas em “ampola” e a cones de escórias e *lapilli* que emitiram lavas escoriáceas nefeliníticas olivínicas (estampa 2.D).

Em termos de idade o “Depósito Pomítico de Cão Grande” não foi datado radiometricamente, mas pelas relações de campo verifica-se que é posterior aos cones de escórias (com 0.22 ± 0.03 Ma) e anterior às lavas do Tope de Coroa (com 0.17 ± 0.02 Ma). O evento explosivo responsável por este episódio terá tido lugar naquele intervalo de tempo, isto é em torno dos 0.20 Ma. (Plesner *et al.* [2003]).

As “Formações Sedimentares” existentes na ilha, compreendem aluviões, dunas soltas e consolidadas, areias e cascalheira de praia, terraços, depósitos de enxurrada, de vertente (recentes e consolidados) e de escorrência, com predominância de elementos “basálticos” e menos frequentemente, fonolíticos e afins. Os espessos e extensos depósitos de enxurrada fluvial, merecem particular atenção, encontrando-se a preencher os vales das principais linhas de água, que incluem a Ribeira das Patas, Bodes, Fria, Cruz e Garça. (Silva [1994]).

ESTAMPA 1



Estampa 1

1.A – Unidades do “Depósito Pomítico de Cão Grande” estabelecidas por Mortensen e Wilson [1998]. Fotografia extraída de www.geo.aau.dk/english/research/minpetr/mcp/pgcvi/.

1.B – Fotografia aérea onde são visíveis as estruturas vulcânicas do Tope de Coroa, Morro do Covãozinho e Morro Figueira. Fotografia cedida pelo Dr. Luís Celestino Silva.

1.C – Camada do “Depósito Pomítico de Cão Grande”, que separa as escórias basálticas da “Formação Eruptiva Principal” de escórias, *lapilli* e mantos basálticos da “Formação Eruptiva do Tope de Coroa”. Fotografia cedida pelo Dr. Luís Celestino Silva.

ESTAMPA 2



Estampa 2

2.A – Cone de escórias soltas e mantos basálticos *pahohoe* da Sequência Superior na área de Tope de Coroa.

2.B – Área do Covãozinho: cone de escórias soltas com arco de cratera bem definido e chaminé que emitiram os mantos fonolíticos da Sequência Superior.

2.C – Doma endógeno de fonólito da Sequência Superior na área do Morro Figueira.

2.D – “Depósito Pomítico de Cão Grande” subjacente aos mantos nefeliníticos da Sequência Superior na área de Lagoa.

Fotografias cedidas pelo Dr. Luís Celestino Silva.

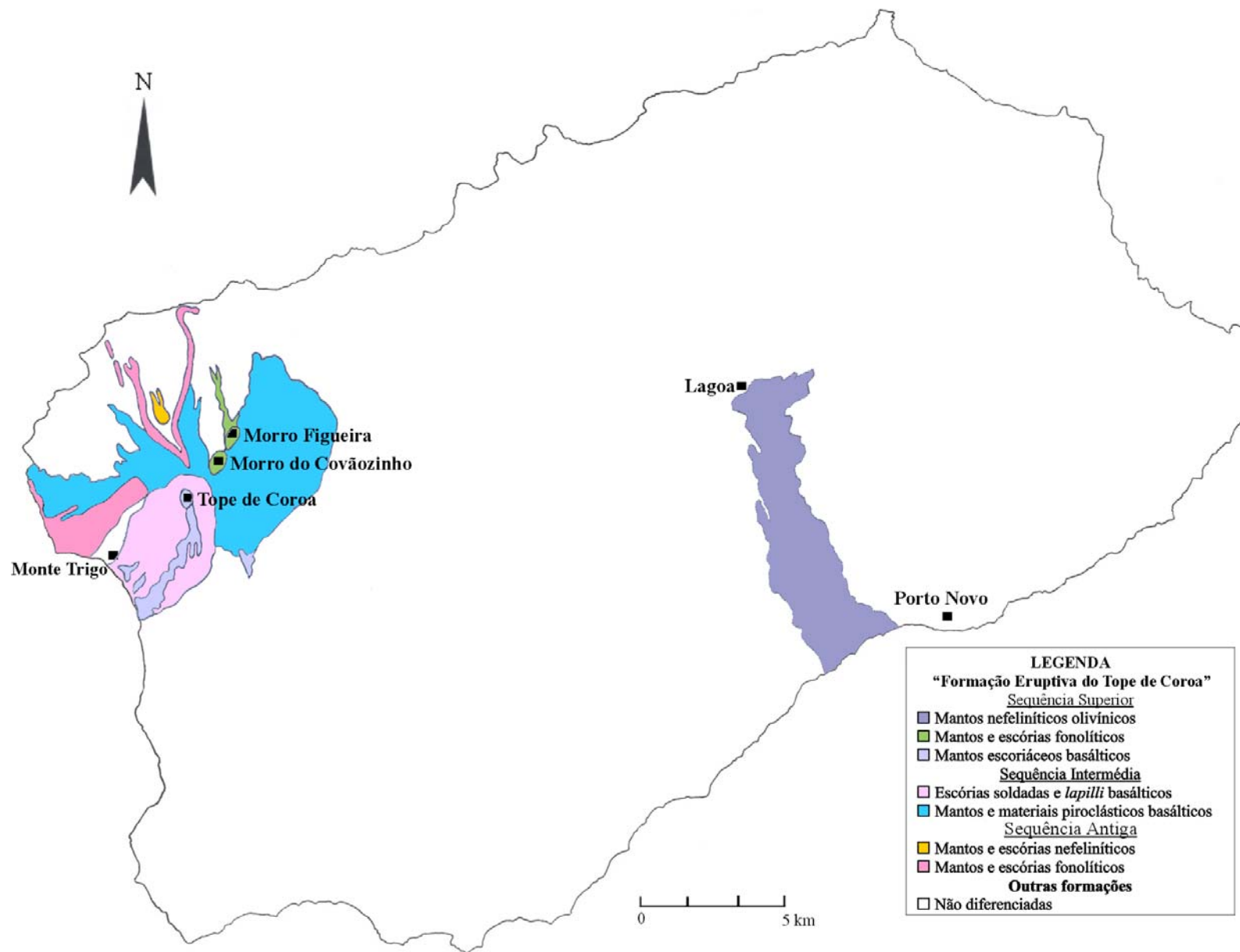


Figura 3.3 – Esboço geológico dos principais afloramentos do vulcanismo recente de Santo Antão (“Formação Eruptiva do Tope de Coroa”). Adaptado de Silva *et al.* [2004].

4. Petrografia

Este capítulo foi elaborado com base na observação petrográfica de 24 lâminas delgadas, de rochas que se consideraram representativas das amostras colhidas nos afloramentos do vulcanismo recente (pós depósitos pomíticos) da ilha de Santo Antão.

De modo a tornar este capítulo de mais fácil leitura e para evitar repetições texturais e mineralógicas, não foi feita uma exposição petrográfica exaustiva de cada amostra, mas uma descrição agrupando-as segundo as sequências definidas no capítulo anterior e respectivos materiais vulcânicos (tabela 4.1). Para uma visualização mais detalhada relativamente à composição mineralógica das amostras examinadas, podem-se consultar os quadros do anexo I.

Tabela 4.1 - Distribuição das amostras por sequências e materiais vulcânicos

Sequência	Materiais vulcânicos	Amostra
Sequência Antiga	Mantos fonolíticos	SA-1514 SA-1530 SA-1549
	Mantos nefeliníticos	SA-1509
Sequência Intermédia	Mantos e chaminés basálticos (hipocristalinos)	SA-1066 SA-1496 SA-1500 SA-1522
	Mantos e chaminés basálticos (holocristalinos)	SA-1067 SA-1504 SA-1497
	Escórias (Tope de Coroa)	SA-581 SA-582 SA-1049
Sequência Superior	Mantos basálticos	SA-577 SA-747 SA-1742 SA -914
	Mantos fonolíticos	SA-535 SA-596
	Mantos nefeliníticos	SA-744 SA-809 SA-329 SA-298

4.1 Sequência Antiga

4.1.1 Mantos fonolíticos

Os mantos fonolíticos da Sequência Antiga, são rochas em geral algo vesiculares, holocristalinas e porfíricas (estampa 3.A), com uma mineralogia variada no que respeita quer à geração fenocristalina, quer aos minerais da matriz. Os fenocristais mais abundantes são os de feldspato e de clinopiroxena, seguidos de anfíbola, hauyna, analcite (nem sempre presente), esfena e minerais opacos. Estes fenocristais estão dispersos numa matriz de granularidade fina, frequentemente com textura fluidal, onde o feldspato é dominante e os restantes minerais são além da apatite, os mesmos da geração fenocristalina.

Os fenocristais de feldspato que ocorrem isolados e em agregados, correspondem a anortoclase e a plagioclase do tipo andesina. A plagioclase é euédrica a subédrica com dimensões máximas na ordem dos 1.5 mm, enquanto que o feldspato alcalino varia de subédrico a anédrico e tem dimensões que não ultrapassam os 0.5 mm. Dada a reduzida dimensão dos minerais da matriz, apenas numa amostra foi possível verificar que o feldspato alcalino predomina sobre a plagioclase.

A clinopiroxena fenocristalina é do tipo augite titanífera (de acordo com a nomenclatura de Deer *et al.* [1978]), de cor castanha, evidenciando um zonamento concêntrico mas apenas observável em nicóis cruzados. É euédrica a subédrica, com dimensões que podem atingir os 2.0 mm e exhibe normalmente inclusões de apatite e minerais opacos (magnetite titanífera e ilmenite).

A anfíbola, do tipo Kaersutite, é uma fase importante e mostra-se euédrica a subédrica, com um pleocroísmo intenso que varia dum castanho claro a um castanho escuro. Está sistematicamente bordejada por uma orla discreta de microgrânulos de minerais opacos (estampa 3.B), cuja reduzida dimensão não permitiu a determinação da sua composição. As inclusões de apatite, minerais opacos e esfena são vulgares nestes fenocristais, cuja dimensão mais elevada ronda os 2.0 mm.

A hauyna ocorre em cristais euédricos a anédricos, com dimensões que raramente superam 1 mm e com tonalidades que variam de incolor a azulado. Nalguns fenocristais existem domínios com poalha de microgrânulos de opacos resultantes, da alteração daquele feldspatóide.

A analcrite quando presente nalgumas amostras, constitui um elemento de grande abundância, é euédrica a subédrica, incolor e com numerosas inclusões aciculares de clinopiroxena e nalguns casos de minerais opacos. As suas dimensões são relativamente baixas não excedendo os 0.5 mm.

Os minerais opacos são cristais euédricos a anédricos de magnetite titanífera, cujas dimensões alcançam apenas os 0.5 mm.

4.1.2 Mantos nefeliníticos

As lavas nefeliníticas da Sequência Antiga, são vacuolares com textura holocristalina e microporfírica (estampa 3.C). A geração fenocristalina constituída por clinopiroxena, hauyna, esfena, perovskite e minerais opacos, está englobada numa matriz de granularidade fina, com uma mineralogia idêntica à da geração fenocristalina e onde se destacam essencialmente a nefelina e a analcrite.

Os fenocristais de clinopiroxena são euédricos a subédricos, do tipo augite de cor esverdeada, por vezes com zonamento poligonal unicamente observável em nicóis cruzados. Têm dimensões inferiores a 0.5 mm e inclusões de magnetite titanífera e apatite. A clinopiroxena ocorre também, quer sob a forma de pequenos cristais na matriz, quer sob a forma de micrólitos inclusos na analcrite, dispostos paralelamente aos traços dos planos das faces (estampa 3.D).

Os cristais de hauyna são euédricos a subédricos e sofreram uma alteração intensa, que foi responsável pela formação dum material castanho amarelado, que se estende por toda a superfície do cristal. Os cristais da geração fenocristalina possuem dimensões não superiores aos 2.0 mm.

A perovskite é pouco frequente e os seus cristais são subédricos a anédricos, com dimensões que não superam os 0.5 mm.

Os minerais opacos são escassos e correspondem a cristais euédricos a subédricos de magnetite titanífera, com dimensões que não excedem os 0.5 mm.

4.2 Sequência Intermédia

Os mantos e chaminés basálticos da Sequência Intermédia, envolvem dois tipos de rochas texturalmente distintos: umas com vidro intersticial acastanhado mais ou menos desenvolvido (hipocristalinas) e outras inteiramente cristalinas (holocristalinas).

4.2.1 Rochas hipocristalinas

São vesiculares e porfiríticas, com fenocristais e microfenocristais de clinopiroxena predominante, hauyna, apatite e minerais opacos, envolvidos por uma matriz vítrea que localmente está recristalizada (estampa 4.A).

A clinopiroxena é do tipo augite titanífera, por vezes com zonamento sectorial e concêntrico, que se manifesta por um núcleo castanho e um bordo castanho violáceo, no qual se acentua o carácter titanífero. Alguns fenocristais apresentam o núcleo rosado e o bordo ligeiramente esverdeado (estampa 4.B), enquanto que noutros se verifica o inverso (estampa 4.C). Os fenocristais são euédricos a subédricos, com dimensões inferiores a 4 mm, encontrando-se quer isolados quer em agregados glomeroporfíricos e contêm no geral inclusões de magnetite titanífera e apatite.

A hauyna assume um papel digno de nota nestas amostras, não só como fenocristal, mas também como elemento da matriz. Os seus cristais geralmente não ultrapassam 1 mm e são euédricos a anédricos, variando de incolor a azul pálido e alguns deles estão reunidos em pequenos aglomerados.

A apatite foi identificada apenas nalgumas amostras e ocorre na maioria dos casos em microfenocristais com dimensões que não atingem os 0.5 mm.

Os minerais opacos, que têm uma expressão considerável nestas rochas, estão representados por cristais euédricos a anédricos de magnetite titanífera, com dimensões máximas na ordem de 1 mm.

Nalgumas amostras assinalaram-se xenocristais de anfíbola castanha zonada (kaersutite), que podem estar isolados (estampa 4.D) ou associados a outros minerais (clinopiroxena, hauyna, esfena e opacos) constituindo assim acumulados. Neste último caso a anfíbola pode encontrar-se alterada para rhönite (estampa 5.A).

Dentro deste grupo identificou-se uma outra variedade de rocha, onde o mineral preponderante é a olivina, cujos fenocristais subédricos a anédricos do tipo crisólito, podem atingir os 3.0 mm de dimensão máxima. Alguns destes cristais foram reconhecidos como xenocristais, graças aos sintomas de tectonização intensa tais como lamelas de deformação e extinção ondulante. Estes xenocristais correspondem provavelmente a xenólitos peridotíticos mantélicos.

4.2.2 Rochas holocristalinas

São vesiculares e microporfíricas e albergam uma geração fenocristalina composta por clinopiroxena, hauyna, leucite (nem sempre assinalável) e minerais opacos (estampa 5.B). Esta primeira geração cristalina está inserida numa matriz de granularidade fina e de composição mineralógica análoga, dominada por bastonetes de provável plagioclase e onde acessoriamente se visualizam a apatite e a esfena.

A clinopiroxena (componente principal da geração fenocristalina), é do tipo augite titanífera, com zonamento concêntrico em que o bordo castanho violáceo é mais enriquecido em TiO_2 do que o núcleo castanho. Tanto a apatite como a magnetite titanífera, estão inclusas nestes fenocristais de contornos euédricos a subédricos, que se concentram com frequência em aglomerados de pequena dimensão, criando texturas glomeroporfíricas. A dimensão dos fenocristais maiores ronda os 2 mm.

Os cristais de hauyna continuam a ser relevantes pela sua quantidade e mantêm as características anteriormente descritas, no que diz respeito á forma e dimensão. A alteração está grandemente concentrada no bordo, conferindo-lhe uma tonalidade acinzentada, que contrasta com o núcleo incolor ou de cor azul. Nos cristais poupados à alteração, é possível observar uma textura zonada, onde se nota um núcleo incolor e uma orla dum tom ligeiramente azulado. Esta coloração azulada tem sido atribuída à maior proporção de SO_3 (Deer *et al.* [1981] e Pacheco [1969]).

A leucite, mineral pouco frequente nas rochas de Cabo Verde, é abundante em algumas amostras, onde se revela sob a forma de cristais subédricos, cujas secções suboctogonais a subhexagonais não excedem os 0.5 mm e possuem numerosas inclusões de pequenos cristais de clinopiroxena e de magnetite titanífera (estampa 5.C).

Os minerais opacos são cristais de magnetite titanífera com formas euédricas a anédricas e com dimensões máximas em torno de 1 mm.

Nalgumas amostras estão alojados xenocristais de anfíbola castanha, que também podem fazer parte de acumulados juntamente com a clinopiroxena, a apatite e minerais opacos.

4.2.3 Escórias de Tope de Coroa

No grande cone de escórias soldadas de Tope de Coroa, ocorrem rochas hipocristalinas com textura vitrofírica, nas quais são visíveis fenocristais e microfenocristais de clinopiroxena, olivina, apatite e minerais opacos, envolvidos por uma matriz vítrea acastanhada, muito desenvolvida e parcialmente recristalizada (estampas 5.D e 6.A).

A clinopiroxena, fase mineralógica mais abundante, caracteriza-se por cristais euédricos a subédricos de augite titanífera, com zonamento sectorial (estampa 6.B) e concêntrico, que se exprime no geral por núcleo castanho e bordo violáceo. Estes fenocristais, cujas dimensões máximas atingem os 4 mm, evidenciam novamente texturas glomeroporfíricas bem como inclusões de magnetite titanífera e apatite (estampa 6.C).

A olivina é subédrica a anédrica, do tipo crisólito, tem inclusões de magnetite e dimensões que podem ir até aos 3 mm, estando nalguns casos muito fracturada.

Os minerais opacos surgem como cristais anédricos do tipo magnetite titanífera, com dimensões que não excedem os 2 mm.

4.3 Sequência Superior

4.3.1 Mantos basálticos

Os mantos basálticos da Sequência Superior, correspondem a lavas hipocristalinas, vacuolares e vitrofíricas, cuja matriz essencialmente vítrea engloba fenocristais de clinopiroxena dominante, de hauyna e de minerais opacos (estampa 6.D). Estes minerais também estão representados na matriz (estampa 7.A), mas em proporções e dimensões muito inferiores relativamente às da primeira geração cristalina, com excepção da apatite que existe em quantidades consideráveis.

Os fenocristais de clinopiroxena são euédricos a subédricos, do tipo augite titanífera e apresentam os habituais zonamentos sectoriais e concêntricos já referidos, bem como profusas inclusões de magnetite titanífera e apatite, que nalguns cristais se dispõem paralelamente aos traços dos planos das faces (estampa 7.B). Os cristais mais desenvolvidos têm cerca de 2.0 mm e aparecem isolados, ao contrário dos de menor envergadura que se reúnem em estruturas glomeroporfíricas.

A hauyna, ao contrário da apatite, não se revela em todas as amostras, mas quando está patente é euédrica a anédrica, incolor, com dimensões que vão até 1 mm e sempre que

alterada produz um material acinzentado nos bordos, ou no caso dos cristais de menores dimensões em toda a sua extensão.

Os minerais opacos constituem cristais subédricos a anédricos de magnetite titanífera, com dimensões que não ultrapassam os 2 mm.

4.3.2 Mantos fonolíticos

Os mantos fonolíticos da Sequência Superior, são rochas hipocristalinas, pouco vesiculares com textura microporfirítica (estampa 7.C) e fluidal (estampa 7.D). Os fenocristais são de clinopiroxena, hauyna, esfena e minerais opacos e estão englobados numa matriz vítrea incolor que encerra também pequenos cristais de plagioclase, de feldspato alcalino e de leucite.

Os fenocristais de clinopiroxena são euédricos a subédricos, de augite sódica de cor verde, por vezes com zonamentos concêntricos em que o núcleo tem um verde mais intenso que o bordo (estampa 8.A). Como minerais inclusos observam-se a apatite, a esfena e os opacos. Geralmente a dimensão destes fenocristais não ultrapassa 1 mm.

A hauyna é muito abundante e aparece principalmente em cristais euédricos e subédricos, de dimensões inferiores a 2 mm e de tonalidades azuladas. Alguns evidenciam zonamentos que se caracterizam pela passagem gradual de tonalidades azuladas a incolores, do bordo para o núcleo e vice-versa. Ao longo dos planos de clivagem alguns fenocristais de hauyna apresentam uma densa poalha de opacos, que podem corresponder eventualmente a sulfuretos resultantes da alteração daquele feldspatóide (estampa 8.B).

A leucite, que está bem representada na matriz (estampa 8.C), constitui cristais subédricos de contornos suboctogonais e subhexagonais e está repleta de inclusões de clinopiroxena verde pálida, dispostas paralelamente aos traços dos planos das faces (estampa 8.D).

Os minerais opacos correspondem a microfenocristais subédricos a anédricos, de magnetite titanífera, em geral inferiores a 0.5 mm.

4.3.3 Mantos nefeliníticos

Os mantos nefeliníticos da Sequência Superior, constituem rochas porfiríticas que diferem no grau de cristalinidade e na mineralogia da matriz. Umas são hipocristalinas e vesiculares, com vidro intersticial castanho e sem nefelina (estampa 9.A), enquanto que as outras são holocristalinas e têm nefelina na matriz (estampa 9.B).

A geração fenocristalina traduz-se principalmente por fenocristais de olivina, que sobressaem relativamente aos restantes minerais, nomeadamente à clinopiroxena e aos opacos.

A olivina é do tipo crisólito, subédrica a anédrica, com dimensões não superiores a 3.5 mm e inclusões de magnetite titanífera. Pode apresentar texturas esqueléticas (estampa 9.C) e aparecer isolada ou em agregados glomeroporfíricos. Alguns fenocristais estão intensamente tectonizados e exibem lamelas de deformação (“kink bands”), o que permite considerá-los como xenocristais de peridotitos mantélicos (estampa 9.D).

A clinopiroxena encontra-se fundamentalmente na matriz, contudo os poucos fenocristais identificados são de augite titanífera zonada, em que a cor castanha do núcleo vai progressivamente passando a um tom mais violáceo em direcção ao bordo, denotando assim um enriquecimento em TiO_2 . Estes cristais são euédricos a subédricos, de pequena dimensão (0.5 mm no máximo) e contêm inclusões de magnetite titanífera e também de apatite.

Os minerais opacos são cristais subédricos a anédricos de magnetite titanífera e estão quase na sua totalidade contidos na matriz.

4.4 Análise comparativa da petrografia das sequências

4.4.1 Mantos fonolíticos

Estes mantos fazem parte da Sequência Antiga e da Sequência Superior, não tendo sido assinalados na Sequência Intermédia. Os da Sequência Antiga possuem feldspato alcalino e plagioclase, abundante kaersutite e nalgumas amostras analcite, sendo desprovidos de vidro e de leucite, ao contrário do que acontece nos mantos fonolíticos da Sequência Superior. Nesta sequência a clinopiroxena é mais rica em Na_2O (augite sódica) do que a dos mantos fonolíticos da Sequência Antiga que é rica em TiO_2 (augite titanífera).

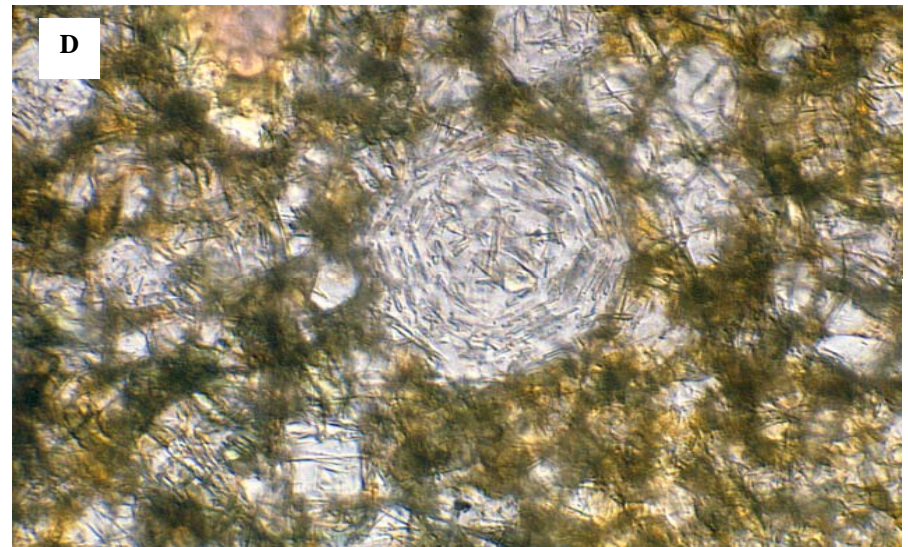
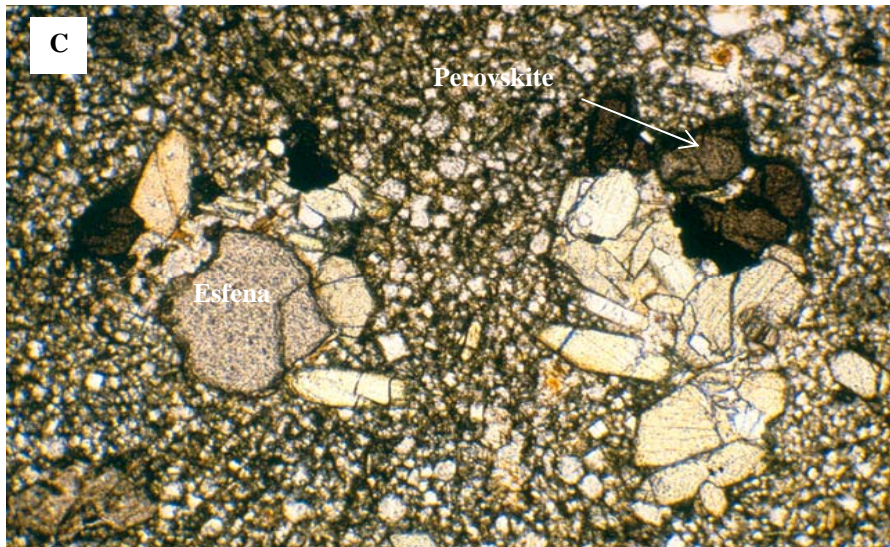
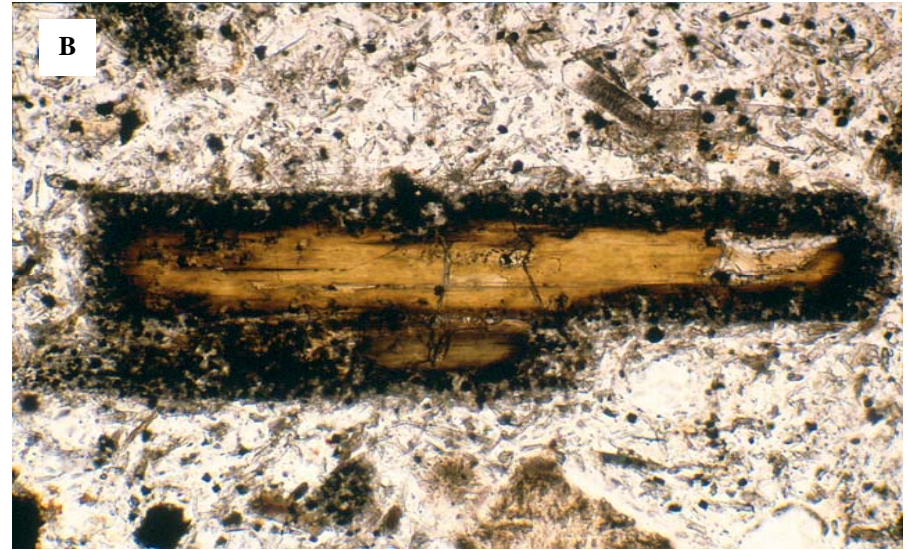
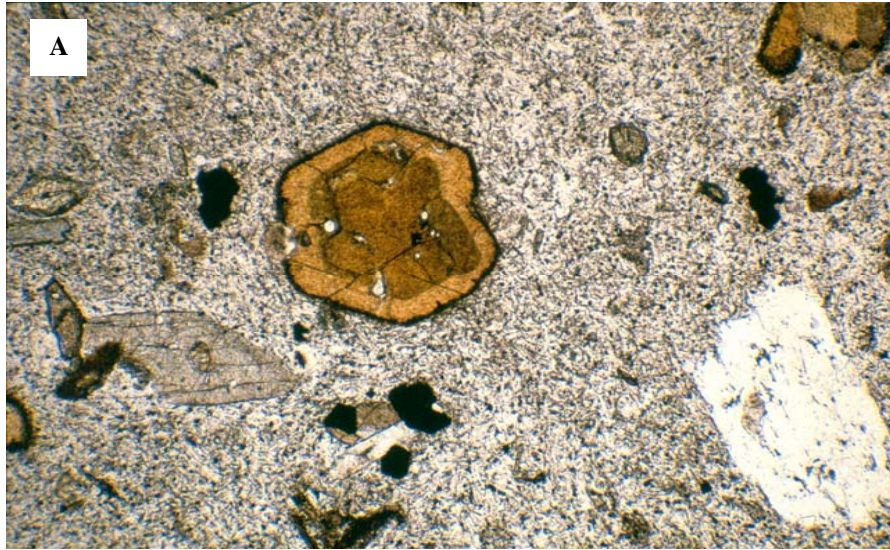
4.4.2 Mantos basálticos

Os mantos basálticos estão presentes apenas na Sequência Intermédia (onde têm maior expressão) e na Sequência Superior. Os da sequência mais recente possuem uma mineralogia idêntica aos mantos hipocristalinos da Sequência Intermédia, sendo duma maneira geral mais pobres em hauyna e mais ricos em apatite.

4.4.3 Mantos nefeliníticos

Os mantos nefeliníticos da Sequência Antiga são holocristalinos e contêm clinopiroxena sódica, hauyna, analcite, perovskite e esfena enquanto que os da Sequência Superior, são holocristalinos e hipocristalinos, ausentes nos minerais acima referidos e ricos de olivina e de augite titanífera.

ESTAMPA 3



Estampa 3

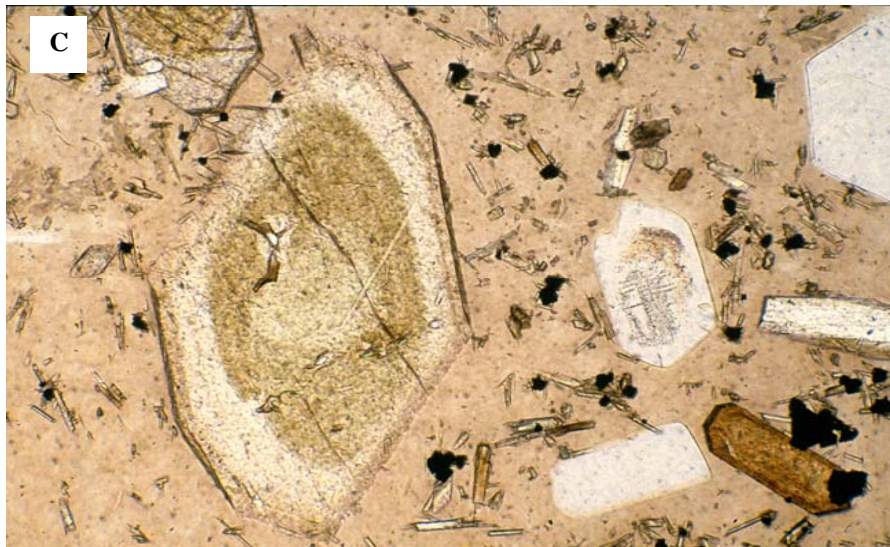
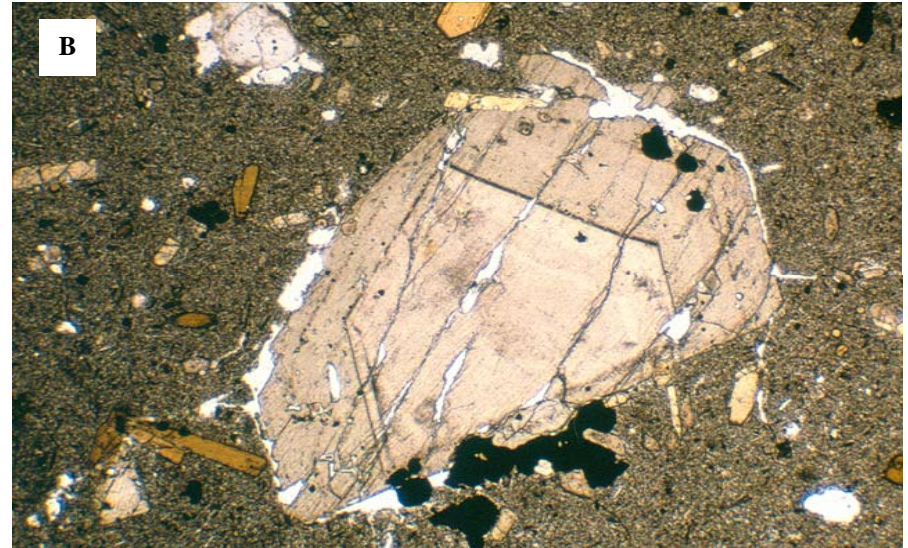
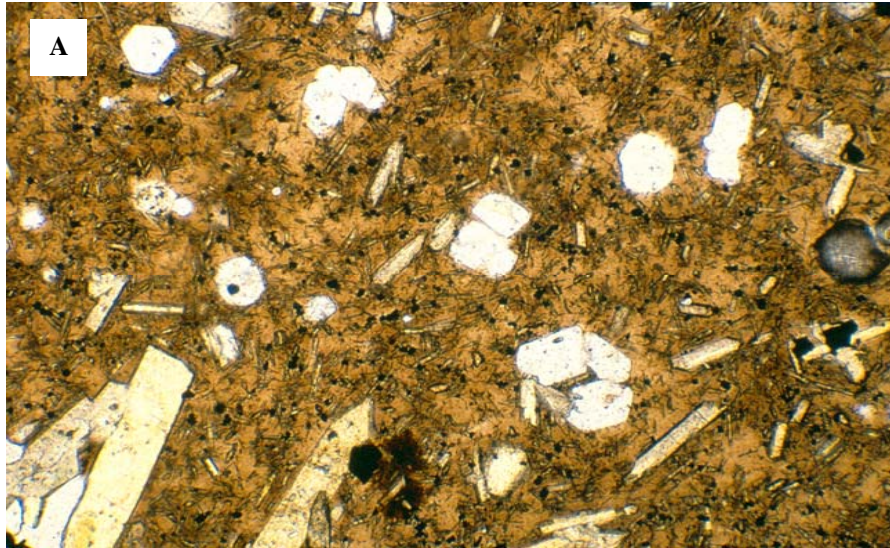
3.A – Textura porfirítica das rochas fonolíticas da Sequência Antiga, onde se destacam fenocristais de anfíbola zonada, clinopiroxena e plagioclase, disseminados numa matriz de granularidade fina constituída essencialmente por feldspato. (N //; x 20).

3.B – Fenocristal de anfíbola castanha com bordos intensamente alterados e bordejada por microgrânulos de minerais opacos (fonólito tefrítico). (N //; x 50).

3.C – Aspecto das rochas nefeliníticas da Sequência Antiga, onde são visíveis agregados de clinopiroxena, perovskite, esfena, apatite e minerais opacos, dispersos numa matriz rica em nefelina. (N //; x 20).

3.D – Cristal de analcite com inclusões de pequenos cristais de clinopiroxena, dispostos paralelamente aos traços dos planos das faces (nefelinito hauynico). (N //; x 130).

ESTAMPA 4



Estampa 4

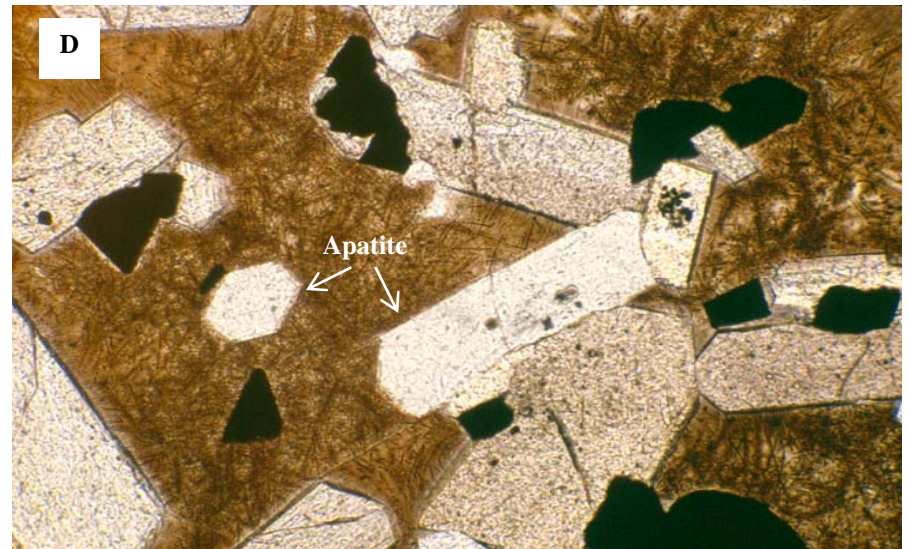
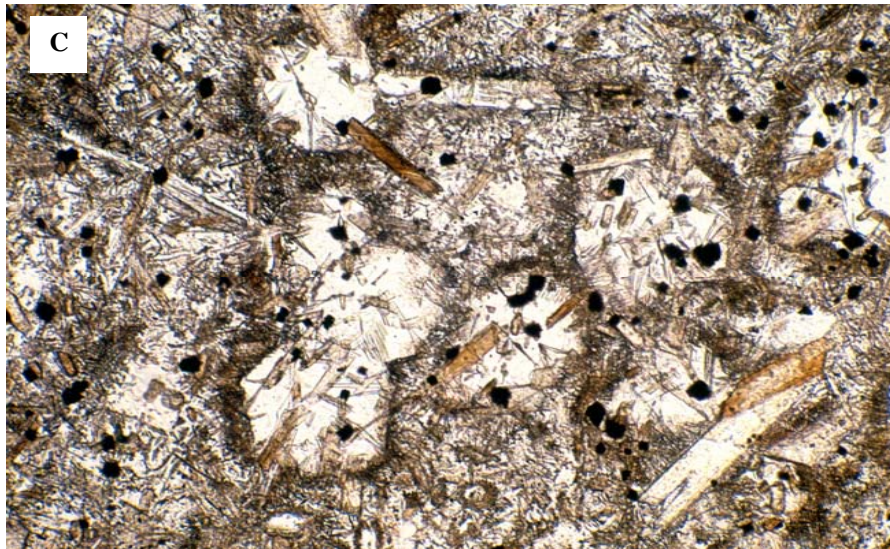
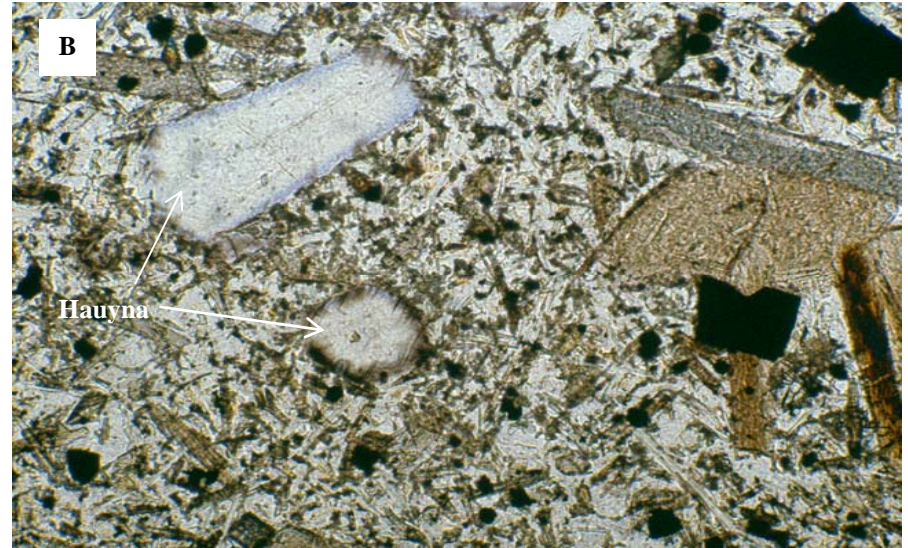
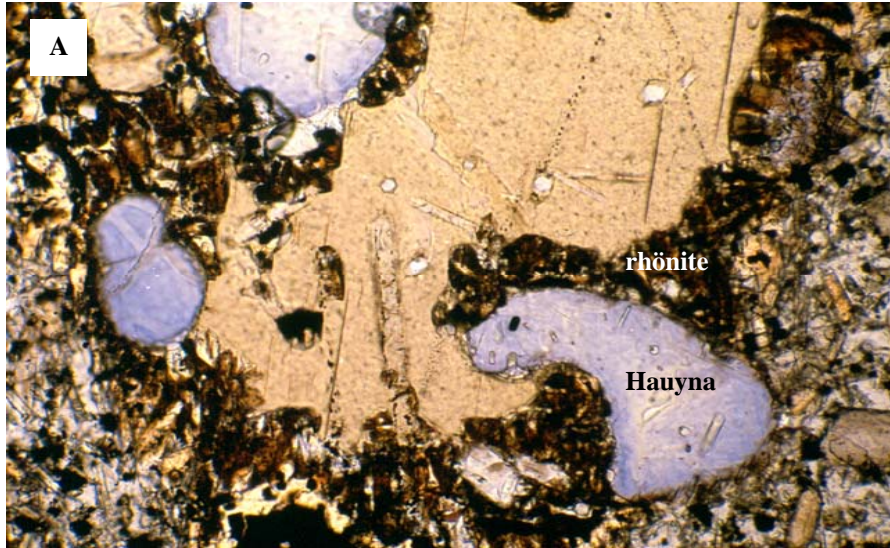
4.A – Textura porfirítica das rochas basálticas hipocristalinas da Sequência Intermédia, com fenocristais e microfenocristais de hauyna incolor, clinopiroxena e minerais opacos envolvidos por uma matriz essencialmente vítrea e localmente recristalizada. (N //; x 20).

4.B – Fenocristal de clinopiroxena com zonamento concêntrico (rochas basálticas hipocristalinas da Sequência Intermédia). (N //; x 10).

4.C – Fenocristal de clinopiroxena com zonamento concêntrico (rochas basálticas hipocristalinas da Sequência Intermédia). (N //; x 50).

4.D – Xenocristal de anfíbola castanha com zonamento concêntrico (rochas basálticas hipocristalinas da Sequência Intermédia). (N //; x 20).

ESTAMPA 5



Estampa 5

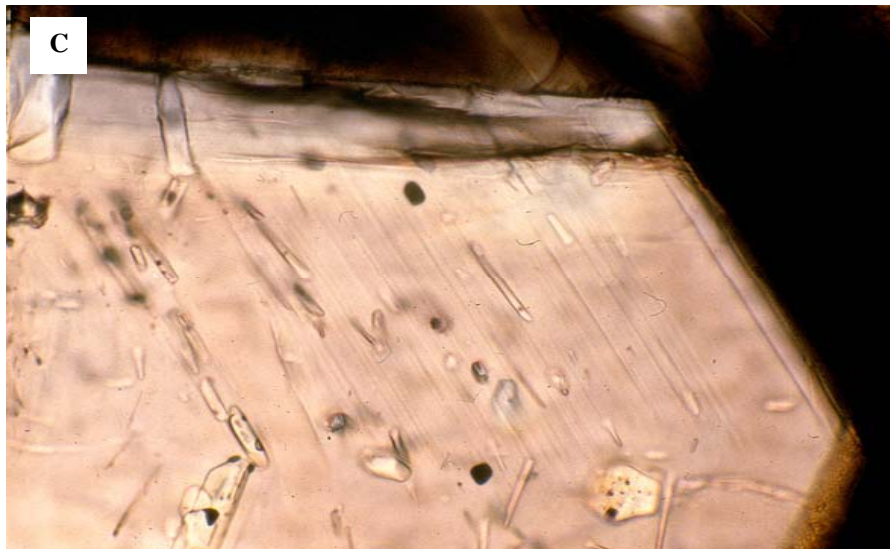
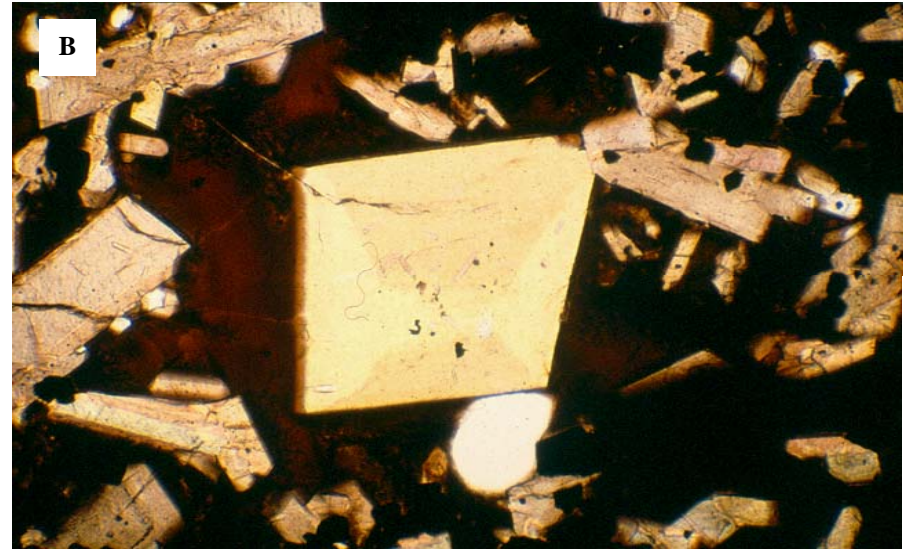
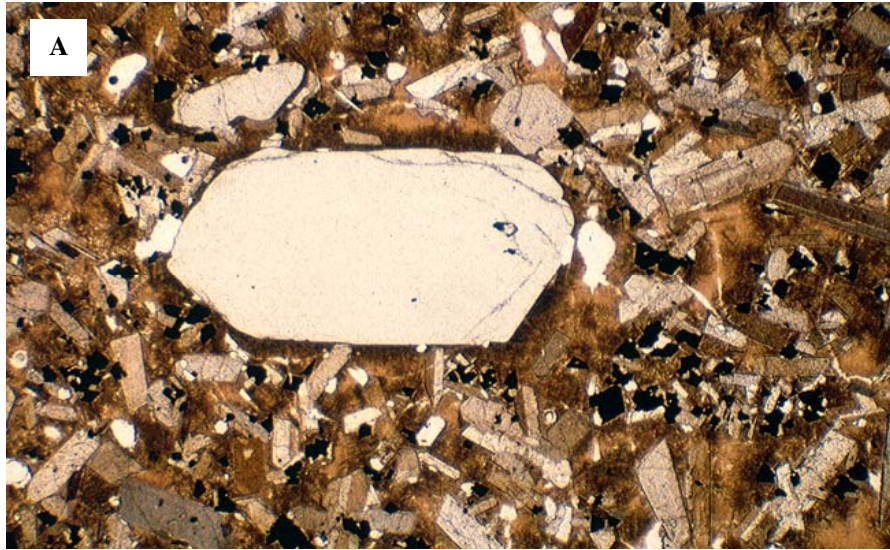
5.A – Xenocristal de anfíbola castanha alterada para rhönite e com inclusões de hauyna e apatite (rochas basálticas da Sequência Intermédia). (N //; x 50).

5.B – Textura microporfirítica das rochas basálticas holocristalinas da Sequência Intermédia, onde são visíveis fenocristais de clinopiroxena, hauyna e minerais opacos, inseridos numa matriz de granularidade fina em que predominam bastonetes de provável plagioclase. (N //; x 50).

5.C – Cristais de leucite com inclusões de clinopiroxena e minerais opacos (rochas basálticas holocristalinas da Sequência Intermédia). (N //; x 50).

5.D – Textura vitrofírica das escórias de Tope de Coroa (melanefelinito piroxénico), onde se distinguem fenocristais de clinopiroxena, apatite e minerais opacos no seio duma matriz vítrea parcialmente recristalizada. (N //; x 20).

ESTAMPA 6



Estampa 6

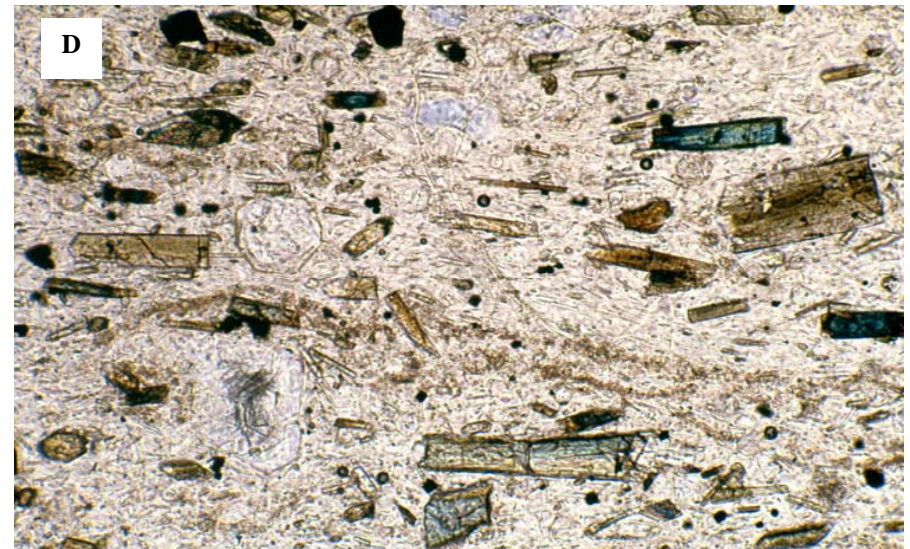
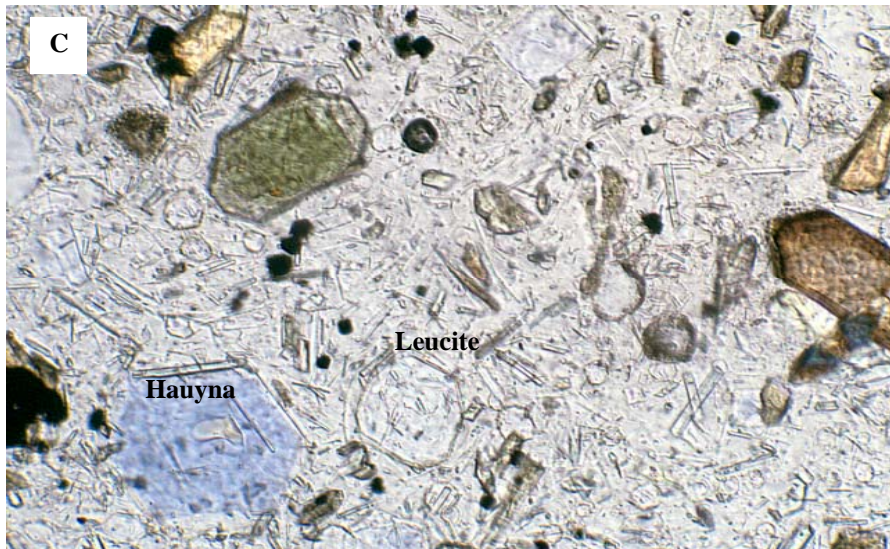
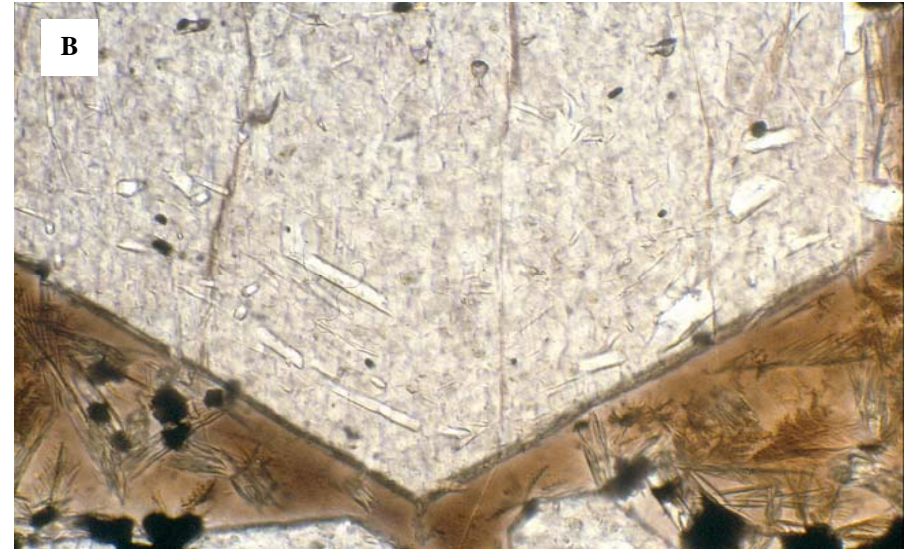
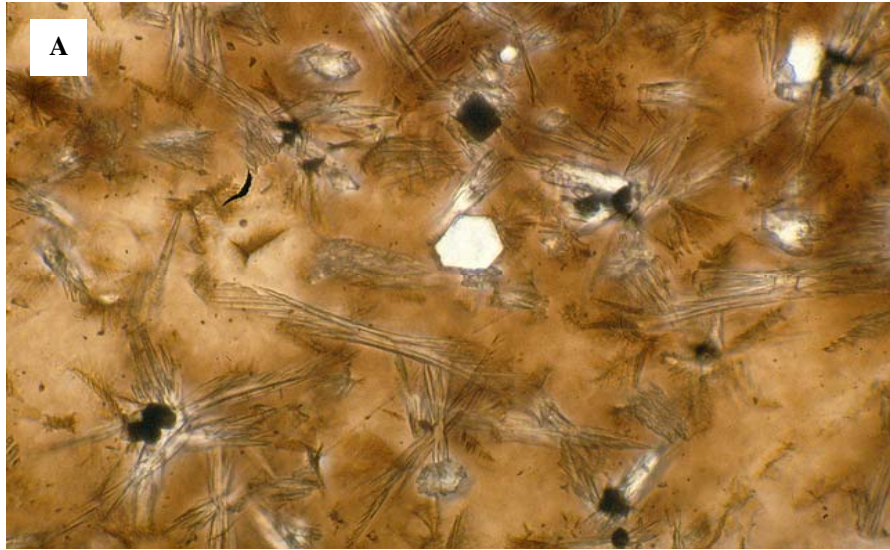
6.A – Outro aspecto textural das escórias de Tope de Coroa (melanefelinito piroxénico), em que se destaca a presença de olivina na geração fenocristalina. (N //; x 10).

6.B – Melanefelinito piroxénico com fenocristal de clinopiroxena onde é visível o zonamento sectorial (macla em "ampulheta"). (N +; x 20).

6.C – Fenocristal de clinopiroxena com zonamento poligonal, acompanhado de inclusões de apatite (melanefelinito piroxénico). (N //; x 130).

6.D – Textura vitrofírica das rochas basálticas da Sequência Superior, onde sobressaem fenocristais de clinopiroxena, escassa apatite e minerais opacos, englobados por uma matriz essencialmente vítrea. (N //; x 20).

ESTAMPA 7



Estampa 7

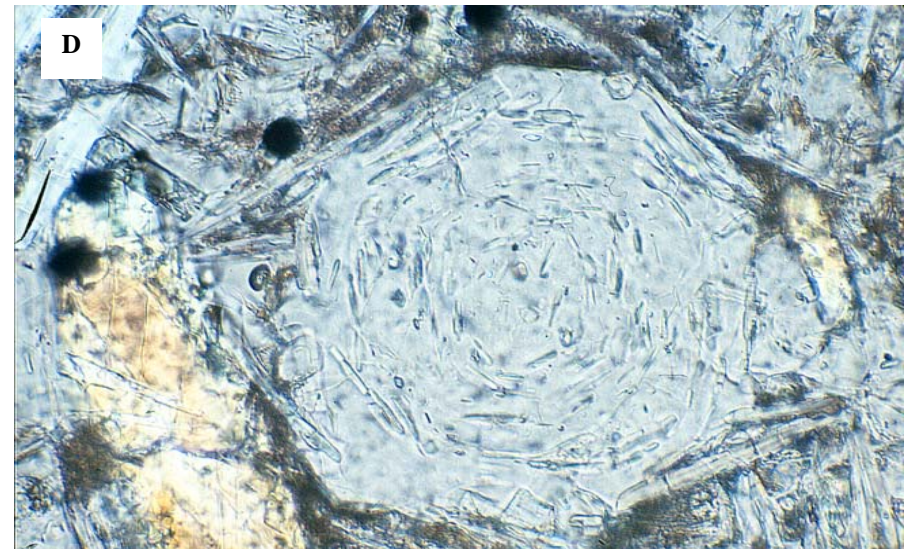
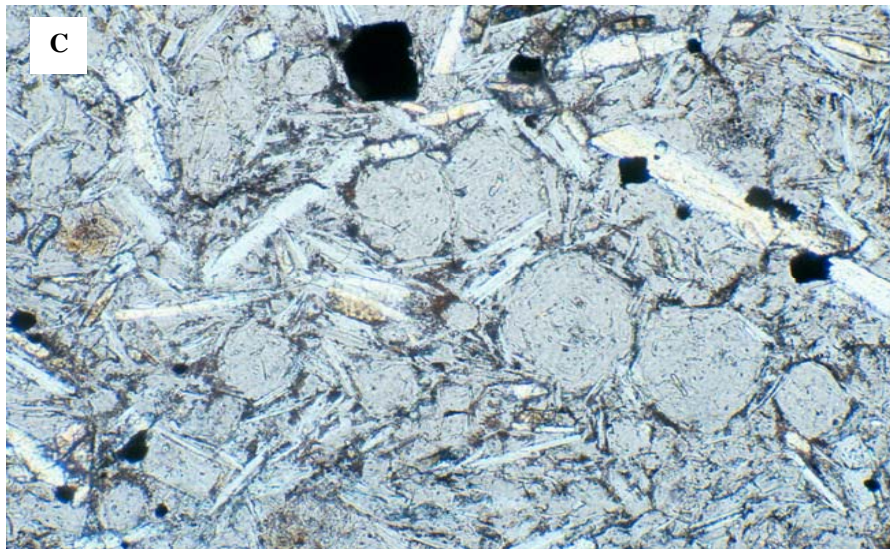
7.A – Pormenor da matriz das rochas basálticas da Sequência Superior, constituída por apatite, minerais opacos e espículas de desvitrificação de clinopiroxena. (N //; x 130).

7.B – Fenocristal de clinopiroxena com inclusões de apatite dispostas paralelamente aos traços dos planos das faces (hialonefelinito). (N //; x 130)

7.C – Textura microporfírica das rochas fonolíticas da Sequência Superior, onde se distinguem fenocristais de clinopiroxena, hauyna e leucite, inseridos numa matriz em que predominam a plagioclase, o feldspato alcalino e a leucite. (N //; x 80).

7.D – Textura fluidal em rochas fonolíticas da Sequência Superior. (N //; x 50).

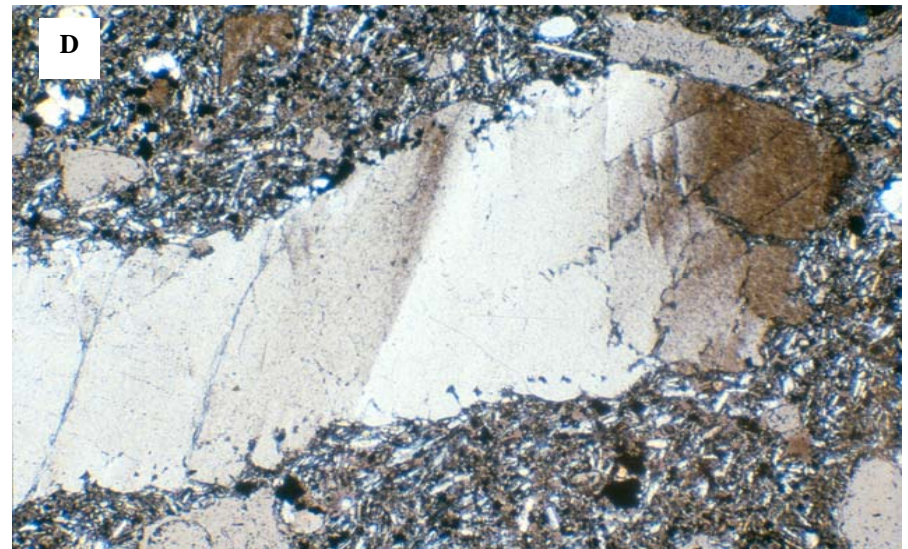
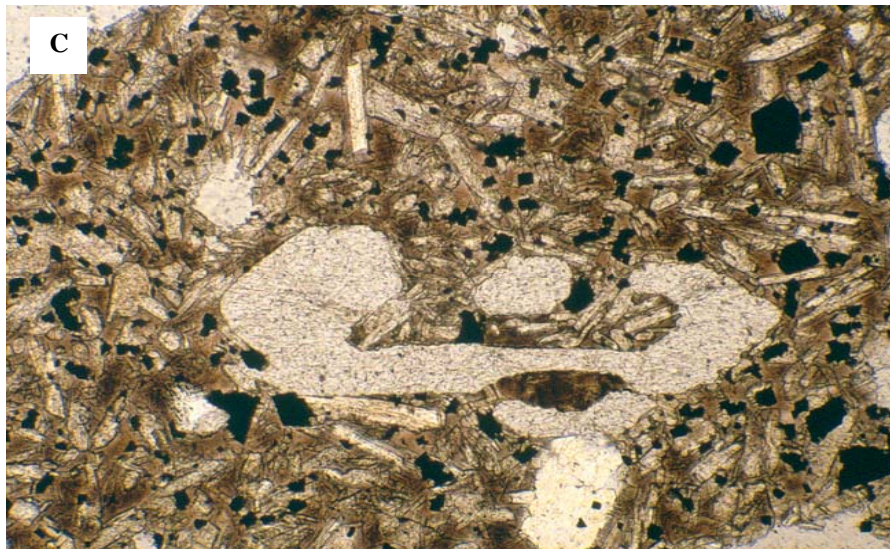
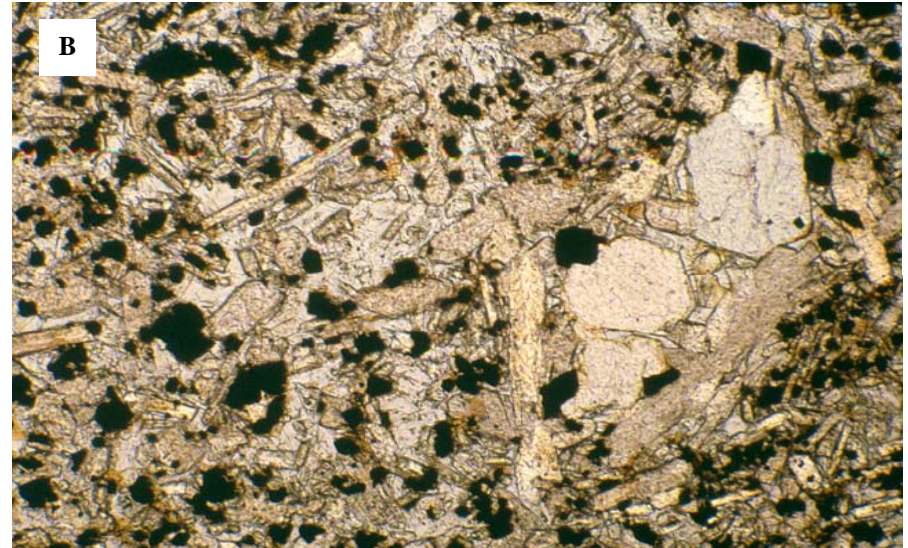
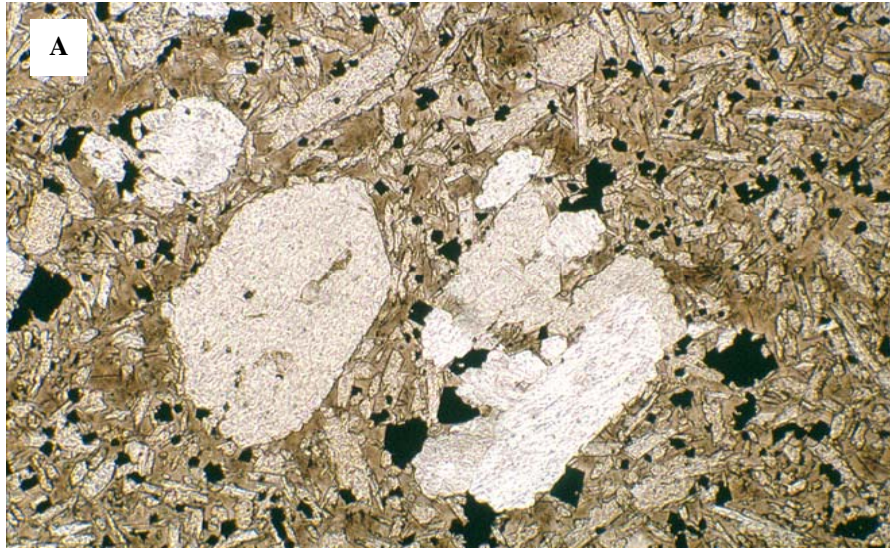
ESTAMPA 8



Estampa 8

- 8.A – Fenocristais de clinopiroxena com zonamento concêntrico (fonólito tefrítico). (N //; x 80).
- 8.B – Fenocristal de hauyna zonada e com alteração ao longo dos planos de clivagem (fonólito tefrítico). (N //; x 50).
- 8.C – Matriz de rochas fonolíticas da Sequência Superior onde a leucite é abundante. (N //; x 50)
- 8.D – Pormenor de cristal de leucite com inclusões de pequenos cristais de clinopiroxena, dispostos paralelamente aos traços dos planos das faces (fonólito tefrítico). (N / /; x 130).

ESTAMPA 9



Estampa 9

9.A – Textura porfirítica exibida pelas rochas nefeliníticas hipocristalinas da Sequência Superior, em que fenocristais de olivina e microfenocristais de clinopiroxena, se encontram envolvidos por uma matriz intersticial vítrea. (N //; x 50).

9.B – Textura porfirítica evidenciada pelas rochas nefeliníticas holocristalinas da Sequência Superior, com nefelina intersticial (N //; x 50).

9.C – Textura esquelética em fenocristal de olivina (melanefelinito olivínico). (N //; x 50).

9.D – Xenocristal de olivina intensamente tectonizado (melanefelinito olivínico). (N //; x 20).

5. Classificação das amostras

A classificação das rochas vulcânicas estudadas segue as normas adoptadas pela IUGS (Le Maitre *et al.* [2002]), que se baseiam prioritariamente no conteúdo mineralógico da rocha, recorrendo apenas à classificação química na impossibilidade da determinação do seu modo. Esta impossibilidade advém ou da presença de vidro vulcânico ou da existência duma matriz de dimensão muito reduzida, o que acontece na maioria das amostras observadas.

A classificação química assenta no diagrama TAS proposto por Le Bas *et al.* [1986], no entanto, se atendermos unicamente a este critério, constatamos que uma grande proporção das rochas analisadas se projectam no campo dos foiditos (figura 5.1). Nestas circunstâncias é necessário um parâmetro adicional, já que algumas rochas como os nefelinitos e leucititos, se podem projectar tanto neste campo como no dos tefritos/basanitos. Recorre-se então ao critério de Le Bas [1989], em que é sugerido que rochas com mais de 5% de albite normativa e menos de 20% de nefelina normativa, sejam consideradas como basanitos, rochas com menos de 5% de albite normativa e menos de 20% de nefelina normativa correspondam a melanfelfinitos e quando tiverem mais de 20% de nefelina normativa a nefelinitos. Os melanfelfinitos podem ainda ser subdivididos em olivínicos (mais de 10% de MgO) e piroxénicos (com menos de 10% de MgO).

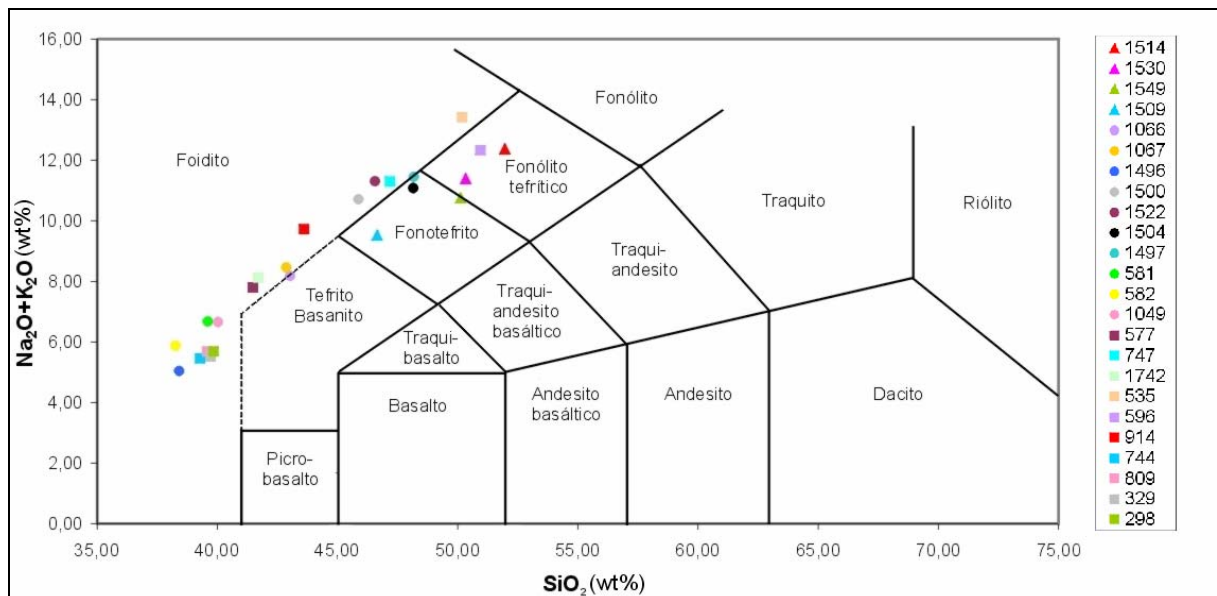


Figura 5.1 - Projecção das amostras observadas no diagrama TAS de Le Bas *et al.* [1986] em percentagens ponderais. Os triângulos correspondem às amostras da Sequência Antiga, os círculos às amostras da Sequência Intermédia e os quadrados às amostras da Sequência Superior.

Todavia, se atendermos unicamente à classificação química, como é recomendado pela IUGS (Le Maitre *et al.* [2002]) nas condições acima citadas, deparamo-nos por vezes com algumas contradições entre esta classificação e as observações petrográficas. Desta forma para se fazer uma classificação mais correcta, será necessário uma conciliação entre a análise petrográfica e a classificação química para cada amostra dentro de cada sequência.

5.1 Sequência Antiga

5.1.1 Mantos fonolíticos

As amostras SA-1514 e SA-1530 caem francamente no campo dos fonólitos tefríticos, enquanto que a SA-1549 se projecta na transição entre este campo e o dos fonotefritos. A mineralogia observada está de acordo com a designação atribuída às duas primeiras amostras pela classificação química e permite inserir a SA-1549 neste mesmo grupo. Estas amostras são assim denominadas de fonólitos tefríticos.

5.1.2 Mantos nefeliníticos

A amostra SA-1509 projecta-se no campo dos fonotefritos, contudo constata-se que a mineralogia desta amostra não está de acordo com esta designação, já que não foi observada plagioclase, mas sim clinopiroxena, nefelina e hauyna que permitem considerá-la como um nefelinito hauynico.

5.2 Sequência Intermédia

5.2.1 Mantos e chaminés basálticos hipocristalinos

A amostra SA-1066 posiciona-se na fronteira entre o campo dos foiditos e o campo dos tefritos/basanitos e tem vidro abundante na matriz. Seguindo o critério de Le Bas [1989] a amostra em causa deveria ser um nefelinito, no entanto atendendo a que a amostra foi colhida na base de uma escoada com mineralogia tefrítica, será mais correcto denominá-la de hialotefrito.

A amostra SA-1496 pertence ao campo dos foiditos e contém vidro abundante na matriz, sendo designada de melanefelinito olivínico pela classificação de Le Bas [1989].

As amostras SA-1500 e SA-1522 localizam-se no campo dos foiditos e pela classificação química de Le Bas [1989] são consideradas nefelinitos, como possuem vidro muito abundante são classificadas como hialonefelinitos.

5.2.2 Mantos e chaminés basálticos holocristalinos

A amostra SA-1067 posiciona-se no campo dos foiditos muito próximo do campo dos tefritos/basanitos, mas como na matriz foi identificada plagioclase, é provável que se trate dum tefrito.

As amostras SA-1504 e SA-1497 projectam-se respectivamente no campo dos fonotefritos e na fronteira entre este campo e o dos foiditos. Uma vez que na matriz foi reconhecida plagioclase, estas amostras devem ser classificadas como fonotefritos.

5.2.3 Escórias

As amostras SA-581, SA-582 e SA-1049 caem no campo dos foiditos. Pelo critério de Le Bas [1989] e atendendo à matriz vítrea, as duas primeiras amostras são designadas de melanafelinitos piroxénicos com matriz vítrea, enquanto que a última corresponde a um hialonefelinito.

5.3 Sequência Superior

5.3.1 Mantos basálticos

As amostras SA-577, SA-747, SA-1742 e SA-914 localizam-se no campo dos foiditos e têm matriz vítrea muito abundante. A nomenclatura de Le Bas [1989] associada à existência de vidro, permite designá-las como hialonefelinitos.

5.3.2 Mantos fonolíticos

As amostras SA-535 e SA-596 posicionam-se respectivamente no campo dos foiditos e dos fonólitos tefríticos. Porém, dada a semelhança mineralógica existente entre as duas amostras, a SA-535 foi também considerada como um fonólito tefrítico.

5.3.3 Mantos nefeliníticos

As amostras SA-744 e SA-809 pertencem ao campo dos foiditos e têm uma matriz vítrea muito desenvolvida. Pela classificação de Le Bas [1989] correspondem a melanafelinitos olivínicos

As amostras SA-329 e SA-298 são holocristalinas e porfíricas, com fenocristais de olivina, augite titanífera e minerais opacos disseminados numa matriz constituída por nefelina, o que permite classificá-las como melanafelinitos olivínicos.

Na tabela 5.1 encontra-se um quadro resumo com a designação de cada amostra para cada uma das sequências.

Tabela 5.1 – Quadro resumo com a designação individual das amostras.

Sequência	Materiais vulcânicos	Amostra	Classificação
Sequência Antiga	Mantos fonolíticos	SA-1514 SA-1530 SA-1549	Fonólito tefrítico Fonólito tefrítico Fonólito tefrítico
	Mantos nefeliníticos	SA-1509	Nefelinito hauynico
Sequência Intermédia	Mantos e chaminés basálticos (hipocristalinos)	SA-1066 SA-1496 SA-1500 SA-1522	Hialotefrito Melanefelinito olivínico Hialonefelinito Hialonefelinito
	Mantos e chaminés basálticos (holocristalinos)	SA-1067 SA-1504 SA-1497	Tefrito Fonotefrito Fonotefrito
	Escórias (Tope de Coroa)	SA-581 SA-582 SA-1049	Melanefelinito piroxénico Melanefelinito piroxénico Hialonefelinito
Sequência Superior	Mantos basálticos	SA-577 SA-747 SA-1742 SA -914	Hialonefelinito Hialonefelinito Hialonefelinito Hialonefelinito
	Mantos fonolíticos	SA-535 SA-596	Fonólito tefrítico Fonólito tefrítico
	Mantos nefeliníticos	SA-744 SA-809 SA-329 SA-298	Melanefelinito olivínico Melanefelinito olivínico Melanefelinito olivínico Melanefelinito olivínico

6. Química Mineral

Este capítulo foi elaborado com base nas análises químicas de minerais que se encontram em anexo, tendo sido realizadas na Microsonda Electrónica JEOL (modelo JCXA 733), do Centro de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. Os minerais foram analisados com um potencial de aceleração de 15 kV, um feixe electrónico de 5 μm e uma corrente de emissão de 25 nA. Os padrões utilizados na determinação dos elementos químicos Si (volastonite e olivina), Ca (volastonite), Ti e Na (kaersutite), Al (distena), Fe e Mg (olivina), Mn (rodonite), K (adulária) e Sr (celestite) são minerais naturais, enquanto que para os elementos Ni, Cr e V são elementos puros.

Entre os minerais analisados incluem-se as olivinas, as piroxenas, os óxidos, os feldspatos e os feldspatóides. Nos cálculos geoquímicos aqui efectuados, só foram consideradas válidas, as análises cujo total se encontra entre os 98.5 % e 101.5 %.

Com vista a determinar a evolução do processo de diferenciação magmática, efectuaram-se análises nas três gerações cristalinas sempre que possível (fenocristais, microfenocristais e elementos da matriz), tendo-se inclusive executado nalguns fenocristais, análises sistemáticas do núcleo, zona intermédia e bordo de maneira a identificar o zonamento presente.

Face ao elevado número de análises efectuadas e de maneira a facilitar a interpretação dos dados obtidos, a população de cristais de piroxena e de óxidos foi dividida em grupos, de acordo com as suas características petrográficas e químicas. Esta abordagem já não se justifica no caso das olivinas, devido ao reduzido número de amostras onde ela está presente.

6.1 Olivinas

6.1.1 Características gerais e classificação

Apesar da olivina ser um mineral comum nalgumas das rochas em estudo (melanefelinitos piroxénicos, hialonefelinitos e melanefelinitos olivínicos) e estar presente nas diferentes sequências (excepto na sequência mais antiga), não é dos mais abundantes uma vez que a maioria das rochas representam magmas bastante diferenciados como já referido anteriormente.

Este mineral encontra-se quer na geração fenocristalina, onde atinge dimensões máximas na ordem dos 3.5 mm, quer como elemento na matriz. No geral estes cristais mostram-se subédricos a anédricos, fracturados, não sendo visível qualquer tipo de alteração na sua grande maioria. As inclusões de opacos são frequentes e correspondem a magnetite titanífera.

Alguns fenocristais exibem uma textura esquelética, que se traduz por um preenchimento do seu interior por elementos da matriz ou por vidro. Existem duas interpretações distintas para este facto. Augustithis [1978] considera que se trata dum fenómeno de corrosão do cristal, em resultado do desequilíbrio entre o cristal e o líquido. Por outro lado Donaldson [1976] invoca o rápido arrefecimento do magma como causa para esta morfologia. O aumento da velocidade de arrefecimento do magma favorece o fornecimento de elementos às extremidades do cristal em detrimento do seu interior, uma vez que nestas áreas o volume de magma é maior. A taxa de difusão nos bordos do cristal é assim superior à do seu interior, onde é superada pela taxa de crescimento.

A observação das propriedades químicas e texturais dos fenocristais em estudo, conduziu à identificação de xenocristais, que na altura da formação da rocha não estavam em equilíbrio com o líquido, sendo anteriores à sua cristalização. A sua importância reside no facto de além de caracterizarem a fonte mantélica, possibilitarem a determinação da velocidade de ascensão do magma.

De acordo com a classificação utilizada por Deer *et al.* [1982] as olivinas deste trabalho caem no campo do crisólito e forsterite, correspondendo neste último caso a xenocristais (figura 6.1).

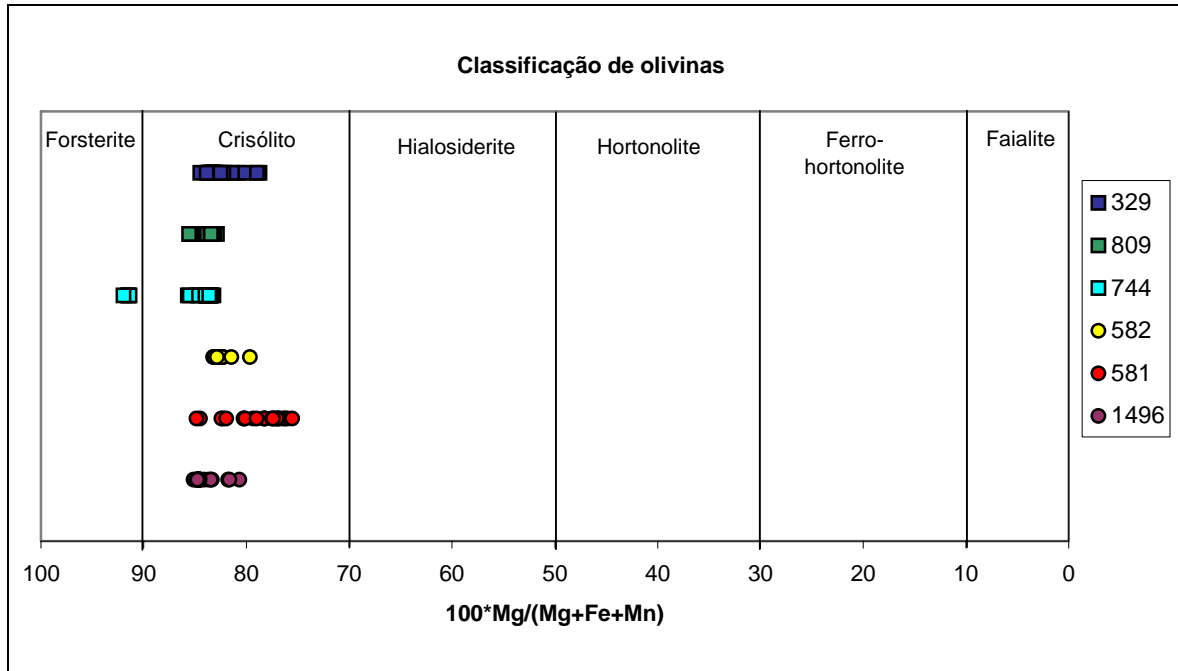


Figura 6.1 - Diagrama de classificação de olivinas de Deer *et al.* [1982] para as amostras de Santo Antão. Os círculos correspondem às amostras da Sequência Intermédia e os quadrados às amostras da Sequência Superior.

Nas amostras estudadas a molécula forsterítica varia de 75.04 a 84.68 %, o CaO de 0.09 a 0.53 %, o NiO de 0.01 a 0.35 % e o MnO de 0.1 a 0.58 %. As variações destes elementos e a média respectiva encontram-se individualizados para cada amostra na tabela 6.1.

Tabela 6.1 - Variação (Δ) e média (\bar{u}) da forsterite (Fo) e dos principais óxidos (em %) das olivinas para as diferentes amostras (exceptuando xenocristais).

Sequência	Intermédia			Superior			
	Amostra	1496	581	582	744	809	329
Δ Fo		80,42-84,68	75,04-84,43	79,29-82,79	82,77-84,27	82,76-83,53	78,23-84,09
\bar{u} Fo		83,59	78,45	82,15	83,36	83,20	82,24
Δ CaO		0,10-0,35	0,15-0,53	0,23-0,37	0,13-0,37	0,12-0,38	0,09-0,39
\bar{u} CaO		0,22	0,38	0,30	0,25	0,18	0,22
Δ NiO		0,12-0,30	0,01-0,35	0,02-0,14	0,09-0,25	0,14-0,26	0,07-0,26
\bar{u} NiO		0,20	0,09	0,09	0,19	0,19	0,16
Δ MnO		0,11-0,25	0,14-0,58	0,15-0,44	0,17-0,23	0,12-0,23	0,15-0,39
\bar{u} MnO		0,17	0,40	0,24	0,20	0,18	0,22

A amostra 1496 é a que apresenta o valor médio de forsterite e de NiO mais elevado, com 83.59 % e 0.22 %, respectivamente e média de MnO mais baixa com 0.17 %. O valor médio de forsterite mais baixo pertence à amostra 581 (78.45 %), bem como as médias mais altas de CaO (0.38 %) e de MnO (0.40 %).

6.1.2 Variações químicas intracristal

De modo a observar o comportamento do CaO, MnO e NiO durante o processo de evolução magmática, projectaram-se diagramas de variação destes elementos em função do teor de forsterite (índice de diferenciação), para os bordos e núcleos das olivinas analisadas (figuras 6.2A a 6.4B).

Os diagramas de variação CaO-forsterite (figuras 6.2A a 6.2B) mostram no geral uma correlação negativa entre estas duas variáveis, que se traduz por um enriquecimento do CaO no bordo em relação ao núcleo, acompanhado duma descida nos valores de forsterite. Contudo alguns pontos não se enquadram nesta tendência, exibindo uma correlação positiva que se expressa por uma subida nos valores de forsterite no bordo paralelamente ao CaO. Tal é o caso da amostra 582 (fenocristais e matriz) e da amostras 744 (assinalada na figura 6.2B por uma linha contínua).

Analisando em pormenor as análises do anexo II.1, constata-se que por vezes esta subida da forsterite está restrita à zona intermédia do cristal, não chegando a atingir o bordo (329.F1, 329.F2, 329.MF1, 329.MF2, 582.F2, 582.F4, 581.F1, 581.MF1, 587.F2, 809.F2 e 1496.F1), noutras situações vai aumentando progressivamente desde o núcleo até ao bordo, onde atinge o seu valor máximo (587.F1 e 1496.MF3) e nalguns casos aumenta apenas no bordo relativamente à zona intermédia (582.F1, 582.F3, 582.MF2, 582.F5, 587. MF2 e 587.F3). Este tipo de zonamento está patente nos fenocristais e matriz e é designado de zonamento inverso, já que é contrário ao zonamento normal, onde o teor de forsterite diminui com o avanço do processo de diferenciação magmática, ou seja do núcleo para o bordo. O zonamento inverso tem sido relatado em diversos trabalhos, não só em Cabo Verde, designadamente na ilha do Sal (Torres [1998]), na ilha de S. Vicente (Trindade [2002]) e em Santiago (Martins [2003]), como também noutros arquipélagos, nomeadamente no Hawai (Malaaøe *et al.* [1989]), na Madeira (Mata [1996]) e em S. Tomé e Príncipe (Amaro [1999]).

Segundo Mata [1996], o aumento do teor de forsterite deve-se ao decréscimo dos valores da razão FeO/MgO no magma, causado pela fraccionação duma fase rica em Fe. Neste caso a fase em questão poderá corresponder à magnetite titanífera que se encontra frequentemente inclusa nas olivinas e que existe abundantemente sob a forma de fenocristais e matriz. Outra causa provável apontada por Malaaøe *et al.* [1989], seria a diminuição de pressão durante o processo de cristalização, já que para uma dada composição do magma, o

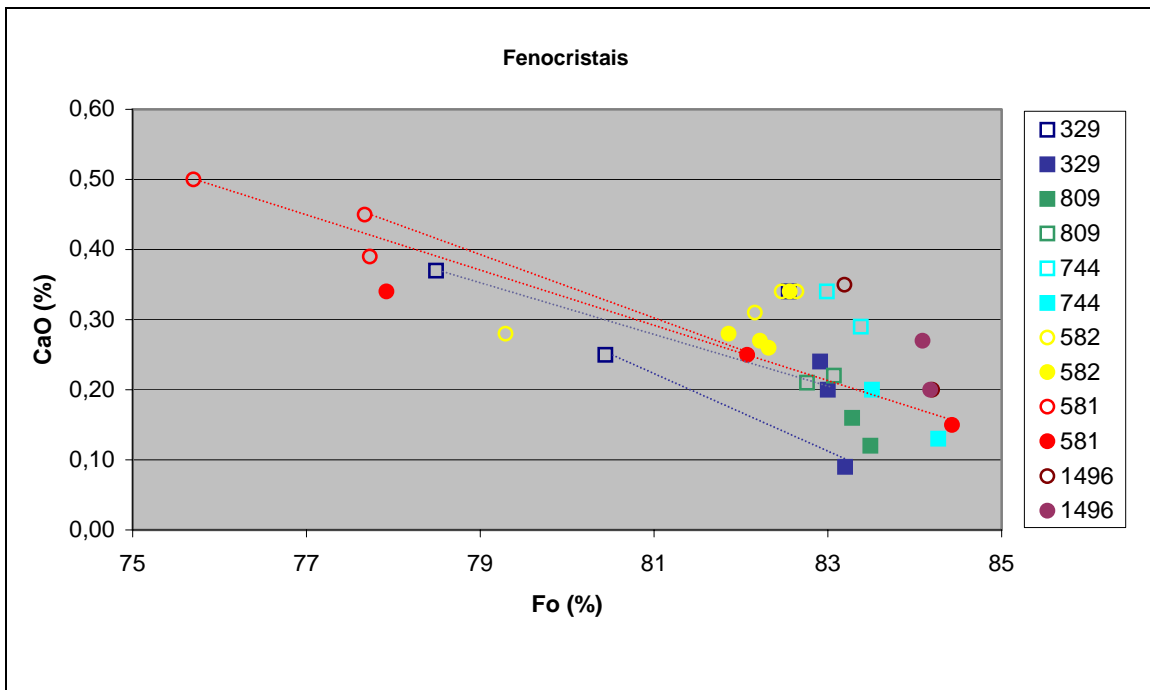


Figura 6.2A - Variação do CaO em função do teor de forsterite (Fo), para os bordos (símbolos vazios) e núcleos (símbolos a cheio), dos fenocristais analisados. Os círculos correspondem às amostras da Sequência Intermédia e os quadrados às amostras da Sequência Superior.

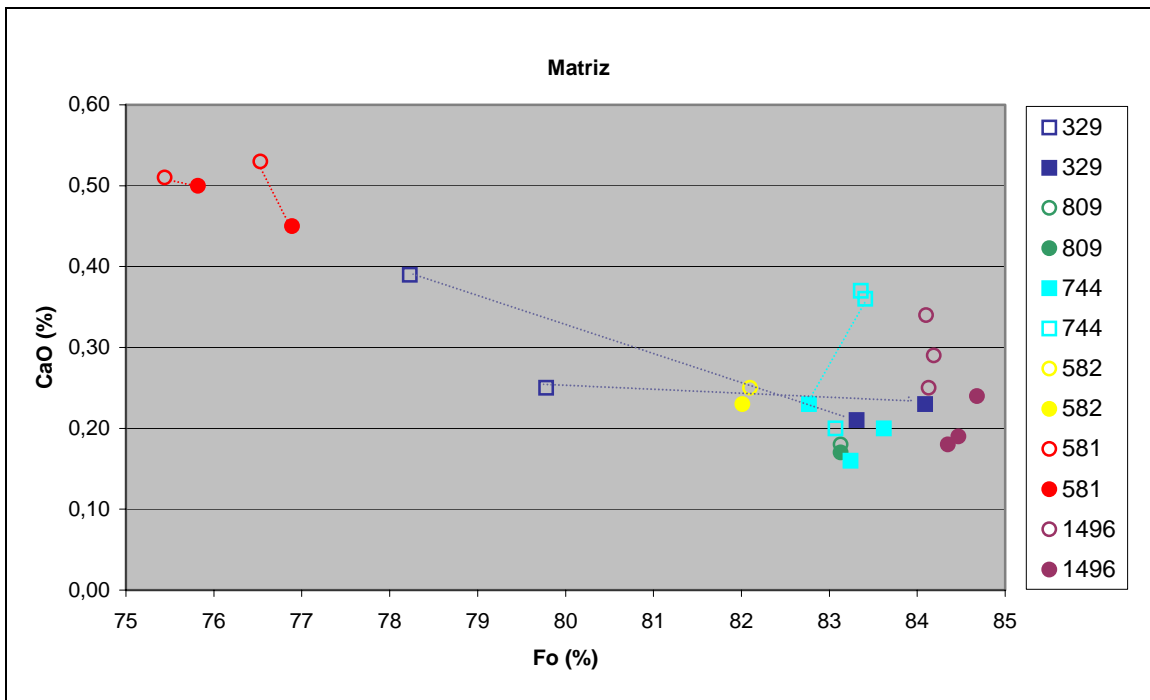


Figura 6.2B - Variação do CaO em função do teor de forsterite (Fo) para as olivinas da matriz. Símbolos iguais aos da figura 6.2A.

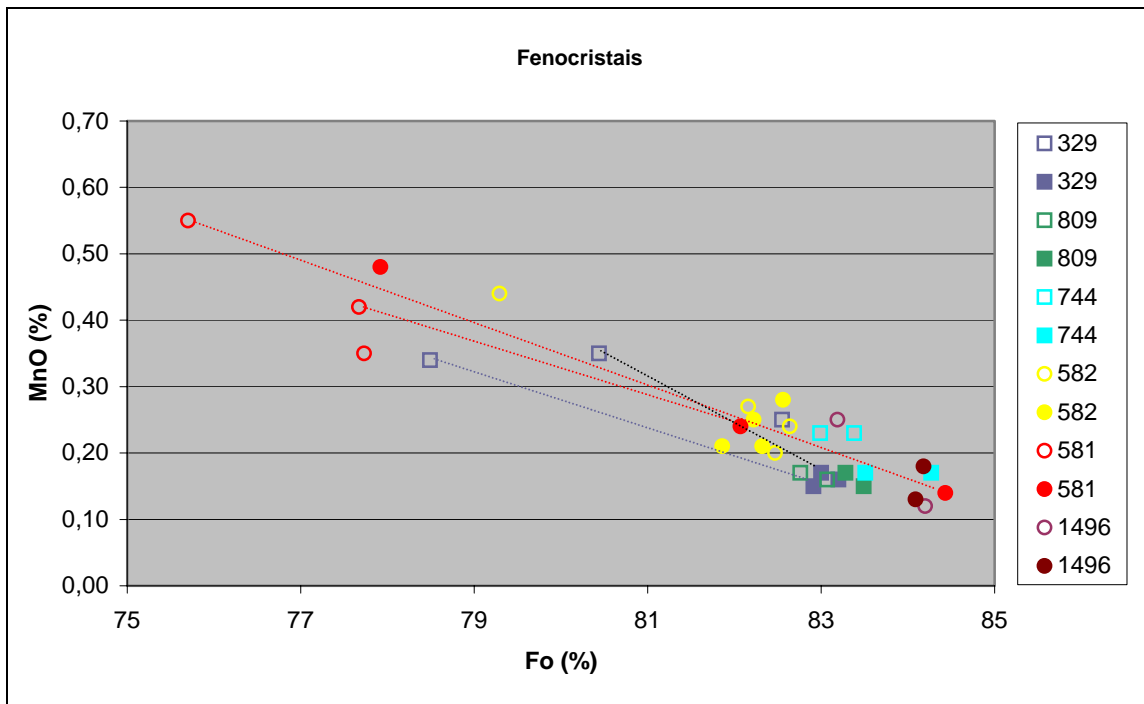


Figura 6.3A - Variação do MnO em função do teor de forsterite (Fo) para os fenocristais de olivina. Símbolos iguais aos da figura 6.2A.

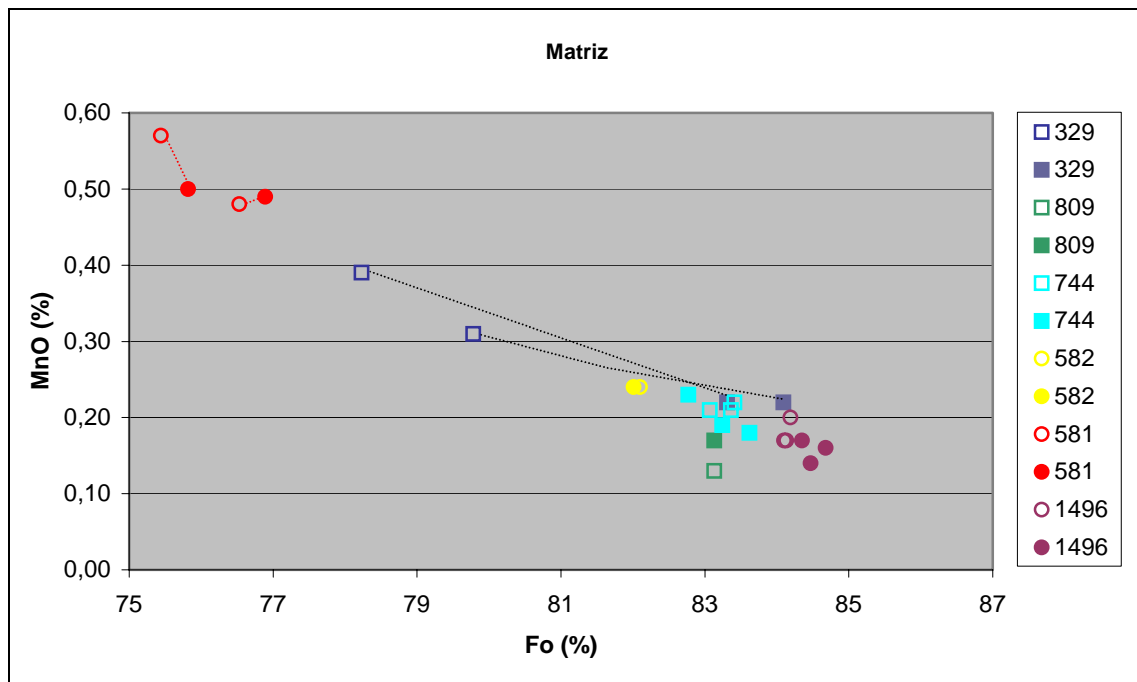


Figura 6.3B - Variação do MnO em função do teor de forsterite (Fo), para as olivinas da matriz. Símbolos iguais aos da figura 6.2A.

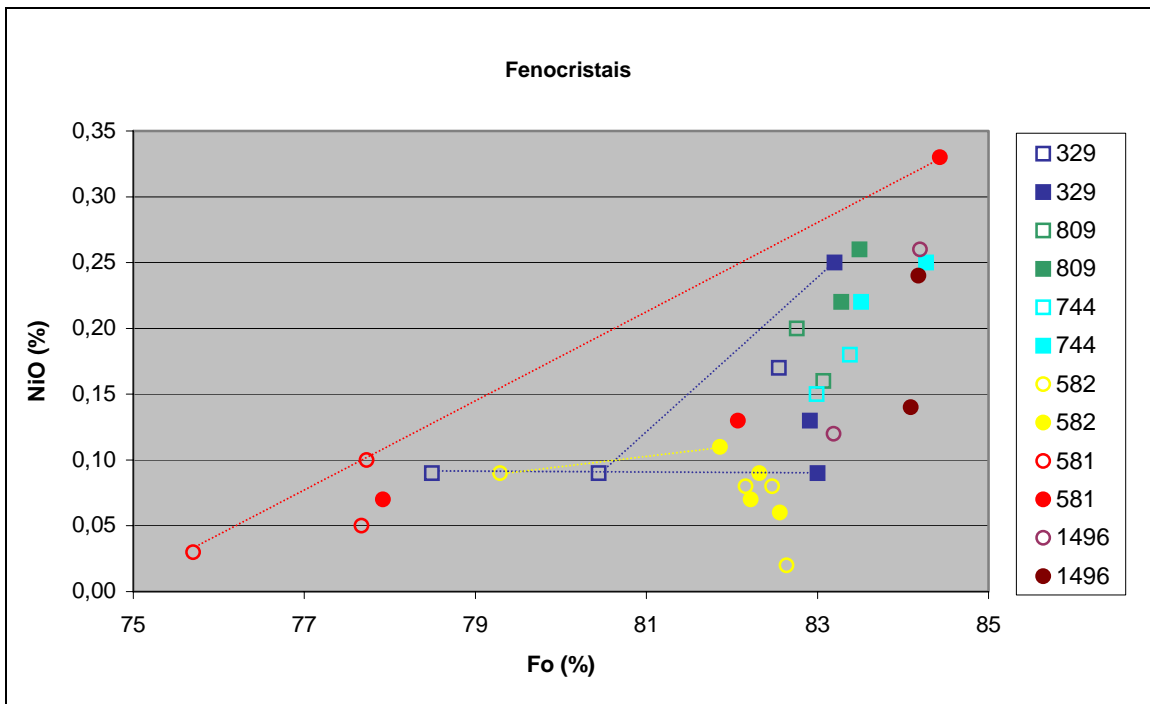


Figura 6.4A - Variação do NiO em função do teor de forsterite (Fo), dos fenocrístais de olivina. Símbolos iguais aos da figura 6.2A.

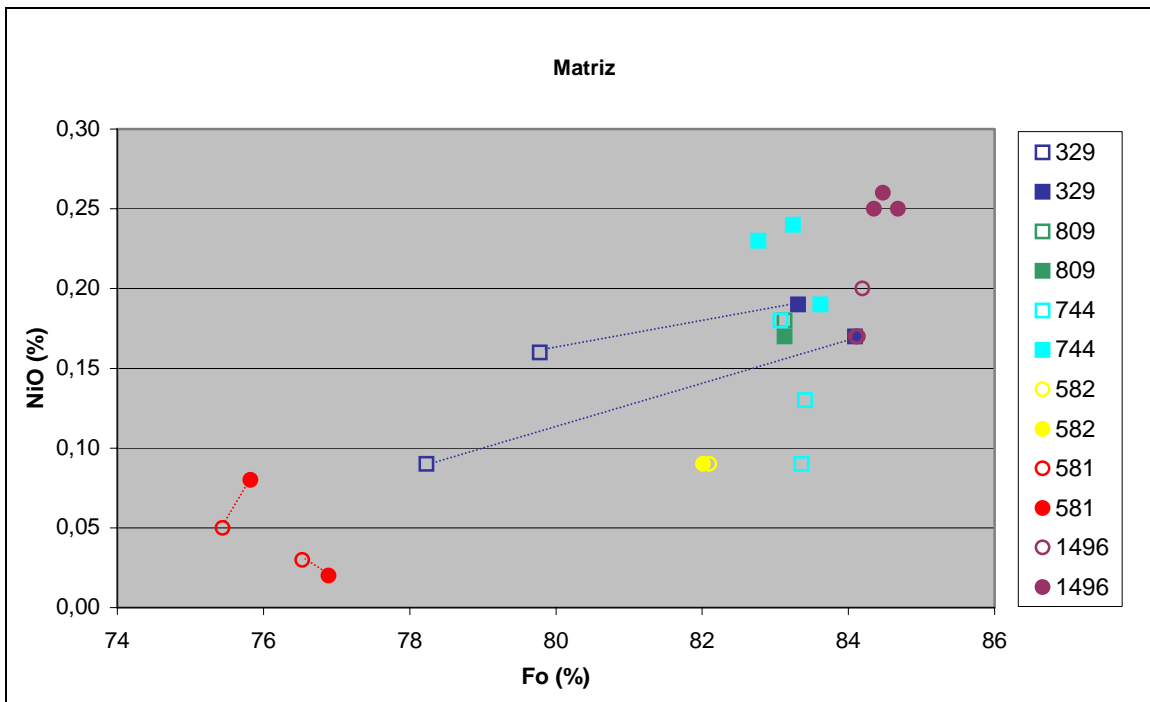


Figura 6.4B - Variação do NiO em função do teor de forsterite (Fo) das olivinas da matriz. Símbolos iguais aos da figura 6.2A.

teor em forsterite das olivinas a partir dele cristalizadas varia de forma inversa com a pressão (Ford *et al.* [1983], Longhi *et al.* [1978] e Ulmer [1989]). A viabilidade desta hipótese parece ser apoiada pelo acréscimo nos valores de CaO, que segundo Hirschman and Giorso [1994], é favorecido por uma diminuição de pressão. Porém convém ter em conta os restantes factores que controlam a partição do CaO, como a actividade do ferro e a composição do líquido (quantidade de álcalis, sílica e alumina) que foram determinados por Libourel [1999].

As variações registadas nos diagramas 6.2A e 6.2B podem ser de grande amplitude para as duas variáveis (fenocristais das amostras 581 e 329), ou podem ser mais importantes para uma única variável, neste caso a descida da forsterite com o CaO quase constante (elemento da matriz pertencente à amostra 329). Noutras situações verifica-se o contrário, alterações muito bruscas nos valores de CaO para teores de forsterite relativamente próximos (fenocristais e matriz das amostras 1496 e 744). Pode também dar-se o caso destas alterações passarem quase despercebidas (amostra 582).

O comportamento do MnO (figuras 6.3A e 6.3B) é muito semelhante ao do CaO, embora haja algumas diferenças que merecem ser realçadas. Apesar das amostras 581 e 329 continuarem a revelar grandes amplitudes de variação bordo-núcleo nos fenocristais, as restantes amostras têm agora uma variação menos brusca.

O NiO (figuras 6.4A e 6.4B) evidencia uma tendência inversa à dos elementos anteriores, que se traduz numa correlação positiva com o teor de forsterite. As variações bordo-núcleo deste elemento são também opostas às do CaO e MnO, sendo os teores de NiO dos bordos inferiores aos dos núcleos. As amostras 581 e 329 mostram novamente grandes amplitudes de variação, que no caso da amostra 329 são significativas não apenas nos fenocristais mas também na matriz. As restantes amostras têm variações bordo-núcleo importantes relativamente ao NiO, mas não à forsterite. Contrariamente ao normal, nalgumas amostras o NiO diminui com o incremento em forsterite (582.F3, 582.MF1, 744M1 e 1496.MF1). Este comportamento é atribuído à fraccionação de sulfuretos (Mata [1996]), uma vez que estes minerais para além de serem muito ricos em Fe, têm um coeficiente de distribuição para o níquel, extremamente elevado ($D_{Ni}^{sul/liq} > 500$), como indicado por Peach *et al.* [1990]. Assim a fraccionação de sulfuretos mesmo em pequenas quantidades, permite explicar as variações do NiO observadas.

As amplitudes bordo-núcleo ostentadas pelos diagramas antecedentes, estão de acordo com a evolução normal dum líquido magmático, já que o Ni é um elemento altamente

compatível sendo rapidamente incorporado na estrutura da olivina e por isso mais abundante no núcleo do que no bordo. O Ca e o Mn são elementos mais incompatíveis devido às suas maiores dimensões, alojando-se mais tardiamente nesta estrutura, tornando assim o bordo mais enriquecido do que o núcleo. As características geoquímicas destes elementos condicionam também as suas posições na estrutura deste mineral, o Ca e o Mn acomodam-se preferencialmente na posição M2, enquanto que o Ni ocupa a posição M1 (Snyder and Carmichael [1992]).

6.1.3 Coeficientes de partição e equilíbrio olivina/líquido

A distribuição dos elementos químicos entre fases pode ser descrita pelos coeficientes de distribuição ou partição:

$$D_i^{\text{sol/liq}} = X_i^{\text{mineral}} / X_i^{\text{liquido}}$$

em que X_i é a fracção molar do elemento i .

A identificação de situações de equilíbrio, é feita através do cálculo dum coeficiente de distribuição $K_{D \text{ Fe/Mg}}$ definido por Roeder and Emslie [1970], para a seguinte equação:



em que $K_{D \text{ Fe/Mg}}$ não é mais do que a razão entre $D_{\text{Fe}}^{\text{ol/liq}}$ e $D_{\text{Mg}}^{\text{ol/liq}}$.

O valor deste coeficiente para situações de equilíbrio olivina/líquido é de 0.30 e foi determinado experimentalmente por estes autores, a uma pressão total de 1 atm, a temperaturas entre os 1150°C e os 1300°C e fugacidades de oxigénio compreendidas no intervalo $10^{-0.68}$ a 10^{-12} atm.

Mais recentemente Roeder [1974] conclui que o $K_{D \text{ Fe/Mg}}$ não é afectado por mudanças significativas de pressão, de temperatura e de composição do líquido. Apesar do aumento de álcalis e alumina tenderem a decrescer a solubilidade do MgO e do FeO no líquido relativamente à olivina, ambos os óxidos são afectados na mesma direcção e a razão FeO/MgO permanece a mesma, bem como o $K_{D \text{ Fe/Mg}}$.

Por outro lado Ford *et al.* [1983], considera que a olivina estará em equilíbrio com o líquido, se $K_{D \text{ Fe/Mg}}$ estiver compreendido entre 0.25 e 0.38.

De modo a caracterizar a coexistência olivina/líquido, calcularam-se os valores dos coeficientes de distribuição para vários elementos, assim como para a razão Fe/Mg, que se encontram na tabela 6.2. Da observação dos valores de $K_{D \text{ Fe/Mg}}$ expostos nesta tabela, é

possível verificar que a quase totalidade dos núcleos analisados, não se encontra em equilíbrio com o líquido de acordo com Roeder and Emslie [1970], indicando assim que a composição da rocha hospedeira não é representativa do líquido magmático, a partir do qual a olivina cristalizou. Este estado de não equilíbrio manifesta-se de duas formas distintas, uma por resultados inferiores a 0.30 e a outra por resultados claramente superiores a este valor e que constituem a maioria dos valores observados.

Na primeira situação os resultados são indicativos duma razão Fe/Mg baixa, sugerindo que estas olivinas tenham sido geradas a partir dum líquido mais rico em Mg e portanto mais primitivo do que as restantes, correspondendo deste modo a xenocristais. Tal é o caso da amostra 582 e dos núcleos F2 e F1 das amostras 581 e 744.

No caso dos valores superiores a 0.30, o líquido terá sofrido uma evolução que conduziu a teores de Fe mais elevados, do que aquele que representa a rocha hospedeira e por sua vez a razões Fe/Mg também superiores. Dado que as amostras às quais pertencem estas olivinas são apenas compostas por olivina, piroxena, minerais opacos e vidro intersticial e estando a olivina presente quer na geração fenocristalina quer na matriz, o incremento da razão Fe/Mg será reflexo de cristalização “in situ” de parte das olivinas fenocristalinas, cuja percentagem volumétrica é superior aos 20 %, evidenciando desta forma, o envolvimento de processos de acumulação.

Por outro lado, tomando como referência o intervalo reportado por Ford *et al.* [1983] já referido anteriormente, constata-se que a grande maioria dos valores está contida neste intervalo, podendo considerar-se que estes resultados retractariam situações de equilíbrio, ou próximas do equilíbrio.

Tabela 6.2 - Coeficientes de partição do Fe, Ni, Mn, Mg, Ca e da razão Fe/Mg ($K_{D\text{ Fe/Mg}}$), calculados a partir dos dados analíticos. (Ver Anexo II.1 para legenda da amostra).

AMOSTRA	329.N.F1	329.N.F2	329.N.F3	329.N.M1	329.N.M2	329.N.F3	329.N.MF1	329.N.MF2
$D_{\text{Fe}}^{\text{ol/liq}}$	1,31	1,28	1,29	1,19	1,26	1,30	1,38	1,37
$D_{\text{Ni}}^{\text{ol/liq}}$	5,12	9,72	13,37	6,63	7,44	3,53	8,08	7,51
$D_{\text{Mn}}^{\text{ol/liq}}$	0,72	0,74	0,90	1,04	1,01	0,79	1,18	0,87
$D_{\text{Mg}}^{\text{ol/liq}}$	3,60	3,59	3,60	3,60	3,59	3,60	3,55	3,57
$D_{\text{Ca}}^{\text{ol/liq}}$	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01
$K_{D\text{ Fe/Mg}}$	0,36	0,36	0,36	0,33	0,35	0,36	0,39	0,38
AMOSTRA	809.N.F1	809.N.F2	809.N.F3	809.N.F4	809.N.F5	809.N.MF1	809.N.MF2	809.N.M1
$D_{\text{Fe}}^{\text{ol/liq}}$	1,27	1,22	1,30	1,14	1,27	1,28	1,27	1,30
$D_{\text{Ni}}^{\text{ol/liq}}$	11,05	11,33	8,28	12,53	10,03	6,00	8,86	6,74
$D_{\text{Mn}}^{\text{ol/liq}}$	0,86	0,73	0,78	0,65	0,67	0,94	0,86	0,77
$D_{\text{Mg}}^{\text{ol/liq}}$	3,62	3,63	3,63	3,71	3,61	3,62	3,62	3,59
$D_{\text{Ca}}^{\text{ol/liq}}$	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
$K_{D\text{ Fe/Mg}}$	0,35	0,34	0,36	0,31	0,35	0,35	0,35	0,36
AMOSTRA	744.N.F1	744.N.F2	744.N.F3	744.N.MF1	744.N.MF2	744.N.M1	744.N.M2	744.N.M3
$D_{\text{Fe}}^{\text{ol/liq}}$	0,65	0,61	1,11	1,23	1,18	1,28	1,22	1,25
$D_{\text{Ni}}^{\text{ol/liq}}$	13,94	12,00	12,64	8,04	9,27	8,46	6,89	8,80
$D_{\text{Mn}}^{\text{ol/liq}}$	0,59	0,43	0,48	0,73	0,74	0,97	0,76	0,79
$D_{\text{Mg}}^{\text{ol/liq}}$	3,87	3,88	3,61	3,55	3,59	3,51	3,55	3,53
$D_{\text{Ca}}^{\text{ol/liq}}$	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01
$K_{D\text{ Fe/Mg}}$	0,17	0,16	0,31	0,35	0,33	0,36	0,34	0,35
AMOSTRA	582.N.F1	582.N.F2	582.N.F3	582.N.F4	582.N.MF1	582.N.MF2	582.N.M1	582.N.M2
$D_{\text{Fe}}^{\text{ol/liq}}$	1,21	1,23	1,20	1,18	1,22	1,16	1,22	1,18
$D_{\text{Ni}}^{\text{ol/liq}}$	5,71	8,68	7,48	5,20	11,16	7,52	7,17	14,37
$D_{\text{Mn}}^{\text{ol/liq}}$	1,12	0,90	0,91	1,22	1,05	1,17	1,07	0,84
$D_{\text{Mg}}^{\text{ol/liq}}$	4,64	4,62	4,65	4,68	4,62	4,64	4,62	4,62
$D_{\text{Ca}}^{\text{ol/liq}}$	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03
$K_{D\text{ Fe/Mg}}$	0,26	0,27	0,26	0,25	0,26	0,25	0,26	0,26
AMOSTRA	581.N.M1	581.N.M2	581.N.MF1	581.N.MF2	581.N.F1	581.N.F2	581.N.F3	
$D_{\text{Fe}}^{\text{ol/liq}}$	1,80	1,88	1,69	1,79	1,74	1,42	1,23	
$D_{\text{Ni}}^{\text{ol/liq}}$	3,35	11,16	5,46	1,92	9,41	18,03	46,31	
$D_{\text{Mn}}^{\text{ol/liq}}$	2,30	2,34	1,68	2,40	2,24	1,08	0,61	
$D_{\text{Mg}}^{\text{ol/liq}}$	5,10	5,01	5,23	5,11	5,19	5,45	5,60	
$D_{\text{Ca}}^{\text{ol/liq}}$	0,03	0,04	0,02	0,03	0,02	0,02	0,01	
$K_{D\text{ Fe/Mg}}$	0,35	0,37	0,32	0,35	0,34	0,26	0,22	
AMOSTRA	1496.N.F2	1496.N.F3	1496.N.MF1	1496.N.MF2	1496.N.M3	1496.N.MF3	1496.N.M1	1496.N.M2
$D_{\text{Fe}}^{\text{ol/liq}}$	1,17	1,19	1,47	1,17	1,16	1,40	1,13	1,15
$D_{\text{Ni}}^{\text{ol/liq}}$	8,22	3,76	5,29	8,28	6,81	4,28	6,94	7,26
$D_{\text{Mn}}^{\text{ol/liq}}$	0,73	0,64	0,80	0,66	0,81	1,10	0,76	0,65
$D_{\text{Mg}}^{\text{ol/liq}}$	3,15	3,14	2,99	3,15	3,15	3,05	3,16	3,14
$D_{\text{Ca}}^{\text{ol/liq}}$	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02
$K_{D\text{ Fe/Mg}}$	0,37	0,38	0,49	0,37	0,37	0,46	0,36	0,37

Beattie *et al.* [1991], propõem um método alternativo para o cálculo dos coeficientes de partição baseado na composição química do líquido, não sendo necessário o conhecimento da composição do mineral, nem da temperatura ou pressão. Neste artigo é demonstrado através da análise termodinâmica, que os coeficientes de partição olivina/líquido são função linear do coeficiente de partição do Mg para muitos elementos, nomeadamente para o Mg, Ca, Sc, Mn, Fe, Co, Ni, e Yb. Esta relação é expressa pela seguinte equação:

$$D_i^{ol/liq} = A_i^{ol/liq} D_{Mg}^{ol/liq} + B_i^{ol/liq}$$

em que $A_i^{ol/liq}$ e $B_i^{ol/liq}$ são constantes determinadas por regressão dos dados experimentais e $D_{Mg}^{ol/liq}$ é dado por:

$$D_{Mg}^{ol/liq} = \frac{\psi^{ol} - B_{Fe}^{ol/liq} X_{FeO}^{liq}}{A_{Fe}^{ol/liq} X_{FeO}^{liq} + X_{MgO}^{liq}}$$

onde ψ^{ol} representa a proporção molar dos catiões, que estão localizados na posição M do mineral, que no caso da olivina é 0.666 e X é a fracção molar do elemento respectivo. Na tabela 6.3 estão representados os valores dos coeficientes de partição para o Fe, Ni, Mn, Mg, Ca e razão Fe/Mg calculados por este método.

Tabela 6.3 - Coeficientes de partição do Fe, Ni, Mn, Mg, Ca e da razão Fe/Mg ($K_{D_{Fe/Mg}}$), calculados pelo método de Beattie *et al.* [1991].

AMOSTRA	$D_{Fe}^{ol/liq}$	$D_{Ni}^{ol/liq}$	$D_{Mn}^{ol/liq}$	$D_{Mg}^{ol/liq}$	$D_{Ca}^{ol/liq}$	$K_{D_{Fe/Mg}}$
329	1,08	8,90	0,92	3,75	0,03	0,29
809	1,07	8,85	0,92	3,74	0,03	0,29
744	1,05	8,61	0,90	3,67	0,03	0,29
582	1,31	11,72	1,14	4,60	0,04	0,29
581	1,54	14,70	1,35	5,40	0,04	0,28
1496	0,95	7,32	0,80	3,28	0,03	0,29

De maneira a comparar estes valores com os obtidos a partir dos dados analíticos (tabela 6.2), foram elaborados diagramas de variação para os diversos coeficientes de partição em função do $D_{Mg}^{ol/liq}$ (figuras 6.5 a 6.8). A análise destes diagramas permite concluir, que para as rochas estudadas, a utilização do método de Beattie *et al.* [1991] não é eficaz, uma vez que a maioria dos seus valores se afasta significativamente dos analíticos. Relativamente ao $K_{D_{Fe/Mg}}$, a figura 6.9 ilustra uma situação muito semelhante, já que os valores obtidos pelo método de Beattie *et al.* [1991] correspondem ao estado de equilíbrio definido por Roeder and Emslie [1970], entrando assim em contradição com os resultados analíticos.

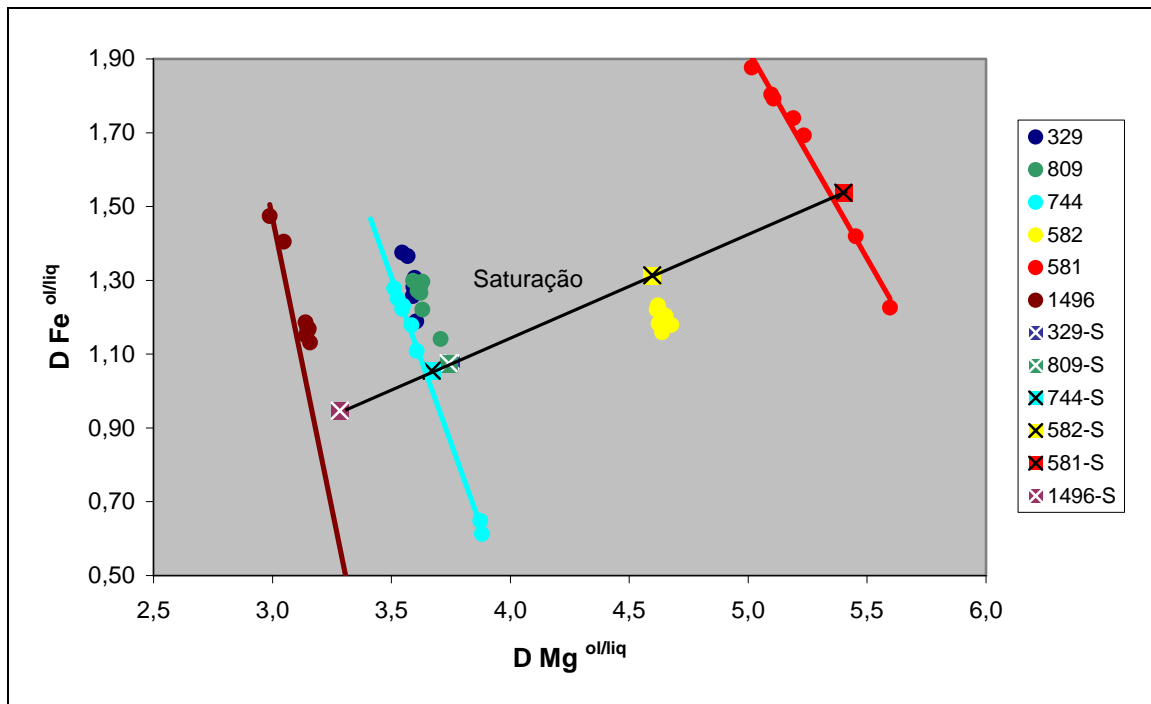


Figura 6.5 - Variação do $D_{Fe}^{ol/liq}$ em função do $D_{Mg}^{ol/liq}$, para os vários núcleos analisados, obtido pelo método de Beattie *et al.* [1991] (representado por quadrados e cujo valor corresponde a um eventual estado de saturação) e calculado a partir dos dados analíticos (simbolizado por círculos).

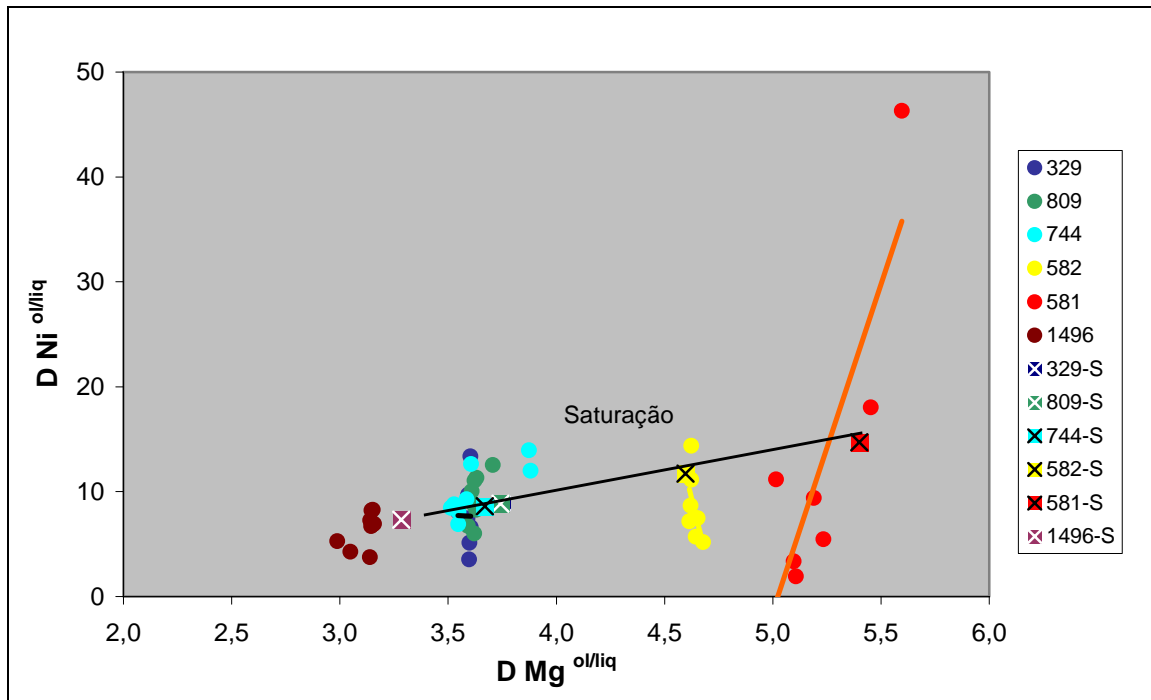


Figura 6.6 - Variação do $D_{Ni}^{ol/liq}$ em função do $D_{Mg}^{ol/liq}$, para os vários núcleos analisados, obtido pelo método de Beattie *et al.* [1991]. Símbolos iguais aos da figura 6.5.

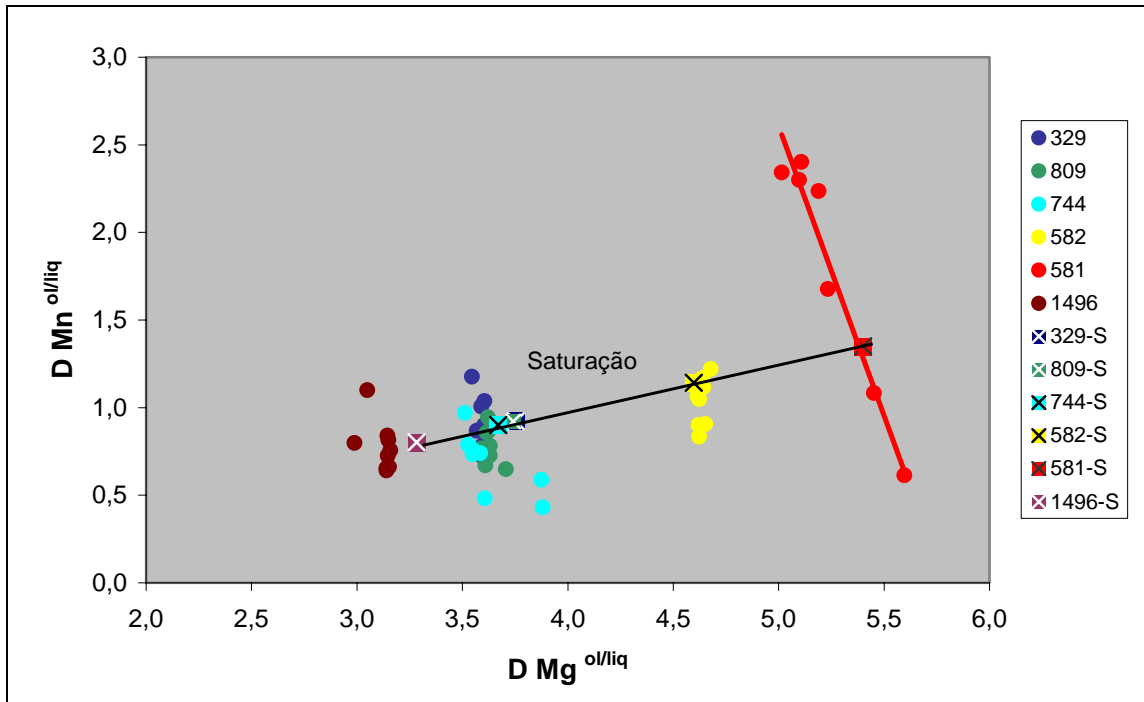


Figura 6.7 - Variação do $D_{Mn}^{ol/liq}$ em função do $D_{Mg}^{ol/liq}$, para os vários núcleos analisados, obtido pelo método de Beattie *et al.* [1991]. Símbolos iguais aos da figura 6.5.

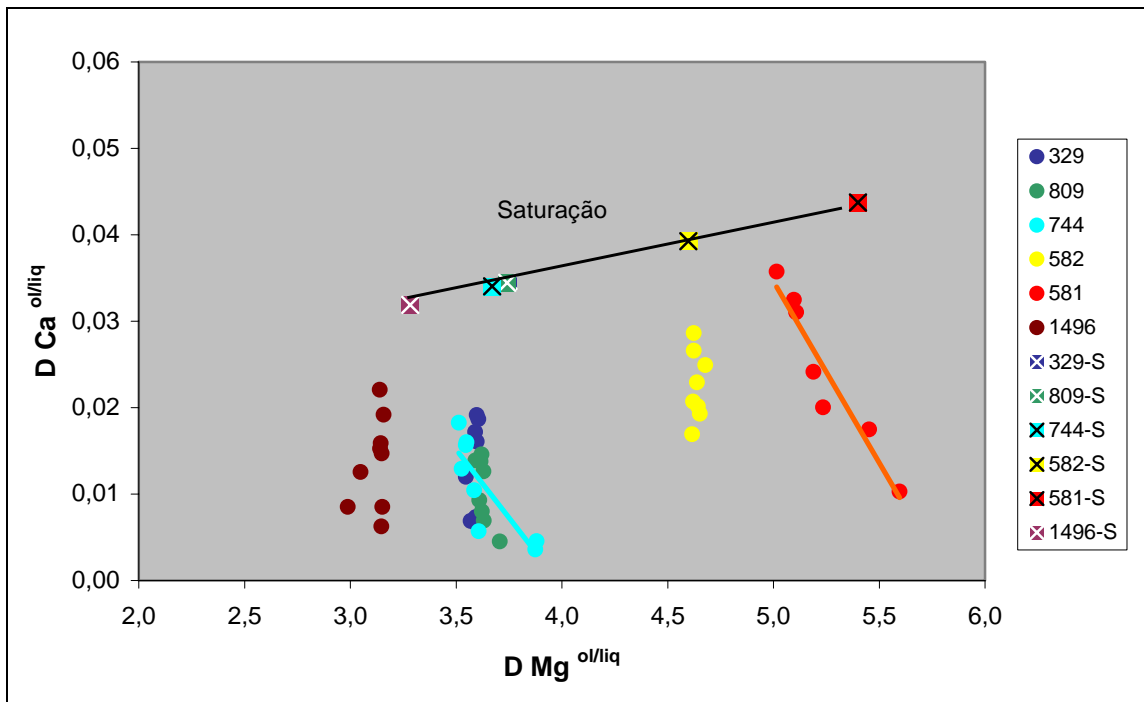


Figura 6.8 - Variação do $D_{Ca}^{ol/liq}$ em função do $D_{Mg}^{ol/liq}$, para os vários núcleos analisados, obtido pelo método de Beattie *et al.* [1991]. Símbolos iguais aos da figura 6.5.

Por conseguinte, a metodologia de Beattie *et al.* [1991], não deverá ser utilizada sem primeiro ser feita uma observação petrográfica detalhada, eliminando os exemplares onde sejam óbvios os xenocristais e/ou acumulados.

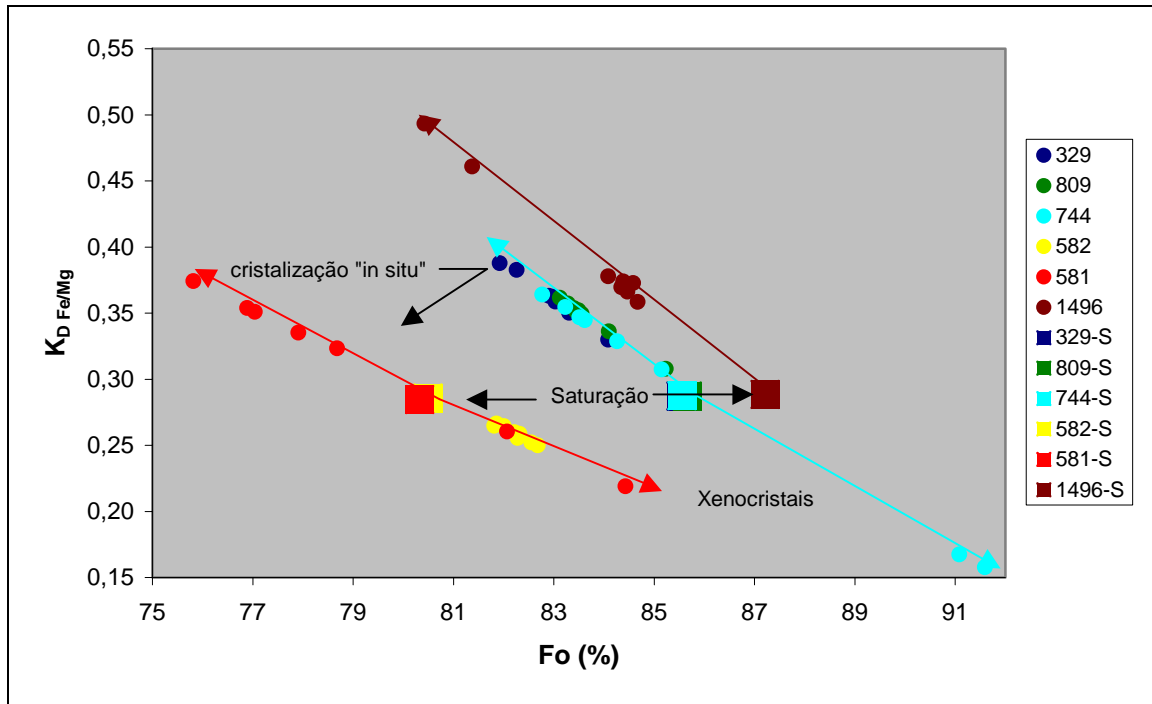


Figura 6.9 - Variação dos valores de $K_D \text{Fe/Mg}$ em função da percentagem de forsterite. Os círculos representam os valores obtidos a partir dos dados analíticos e os quadrados os valores resultantes da utilização do método de Beattie *et al.* [1991].

6.1.4 Métodos geotermométricos

Para além da identificação de situações de equilíbrio, os coeficientes de partição podem também ser utilizados na determinação de temperaturas de cristalização de olivinas, como é demonstrado pelos métodos de Roeder and Emslie [1970] e de Beattie [1993].

Roeder and Emslie [1970] verificaram a existência duma correlação linear entre os valores logarítmicos do coeficiente de distribuição do Mg e o inverso da temperatura, tendo obtido por regressão, para os seus dados experimentais a seguinte equação:

$$\text{Log } D_{\text{Mg}}^{\text{ol/liq}} = 3740/T - 1,87$$

Beattie [1993] apresenta uma fórmula mais complexa, baseada no modelo de solução regular e de mistura não ideal. Neste modelo a dependência composicional de D é eliminada considerando a existência no líquido silicatado, de catiões “network formers”, NF (Al e Ti) e “network modifiers”, NM (Mg, Fe, Ca, Mn, Co e Ni), que ocupam posições estruturais distintas e que não interagem entre si. A equação é expressa da seguinte maneira:

$$T = \frac{\Delta H_i^{ol}/R + (P - 10^5) \Delta V_i^{ol}/R}{\Delta S_i^{ol}/R + 2 \ln D_i^{ol/liq} + 2 \ln 1,5C_{NM}^{liq} + 2 \ln 3C_{SiO_2}^{liq} - (NF)}$$

em que ΔH , ΔV e ΔS representam a entalpia, o volume e a entropia de fusão respectivamente, R a constante dos gases perfeitos, P a pressão, D o coeficiente de partição, C_{NM}^{liq} a fracção molar no líquido dos “network modifiers” e NF refere-se aos “network formers”.

Qualquer destes métodos parte do pressuposto de que a olivina esteja em equilíbrio com o líquido de acordo com valor definido por Roeder and Emslie [1970], o que significa que temperatura resultante corresponde à temperatura de saturação em olivina. Neste caso concreto, as olivinas não se encontram nestas circunstâncias, não fazendo por isso sentido calcular as respectivas temperaturas. Contudo estas foram determinadas, com o objectivo de avaliar a susceptibilidade destes métodos às variações dos coeficientes de partição. Na tabela 6.4 encontram-se os resultados obtidos pela metodologia de Roeder and Emslie [1970], também representados na figura 6.10 em função do $K_{D Fe/Mg}$, para uma melhor visualização.

Tabela 6.4 - Temperaturas de cristalização de olivinas (°C) determinadas pelo método de Roeder and Emslie [1970] e respectivos coeficientes de partição do Mg e razão Fe/Mg. (Ver Anexo II.1 para legenda da amostra).

AMOSTRA	329.N.F1	329.N.F2	329.N.F3	329.N.M1	329.N.M2	329.N.F3	329.N.MF1	329.N.MF2
T (°C)	1268	1269	1268	1268	1269	1268	1272	1271
$D_{Mg}^{ol/liq}$	3,60	3,59	3,60	3,60	3,59	3,60	3,55	3,57
$K_{D Fe/Mg}$	0,36	0,36	0,36	0,33	0,35	0,36	0,39	0,38
AMOSTRA	809.N.F1	809.N.F2	809.N.F3	809.N.F4	809.N.F5	809.N.MF1	809.N.MF2	809.N.M1
T (°C)	1267	1266	1266	1260	1268	1267	1267	1269
$D_{Mg}^{ol/liq}$	3,62	3,63	3,63	3,71	3,61	3,62	3,62	3,59
$K_{D Fe/Mg}$	0,35	0,34	0,36	0,31	0,35	0,35	0,35	0,36
AMOSTRA	744.N.F1	744.N.F2	744.N.F3	744.N.MF1	744.N.MF2	744.N.M1	744.N.M2	744.N.M3
T (°C)	1248	1248	1268	1272	1269	1275	1272	1274
$D_{Mg}^{ol/liq}$	3,87	3,88	3,61	3,55	3,59	3,51	3,55	3,53
$K_{D Fe/Mg}$	0,17	0,16	0,31	0,35	0,33	0,36	0,34	0,35
AMOSTRA	582.N.F1	582.N.F2	582.N.F3	582.N.F4	582.N.MF1	582.N.MF2	582.N.M1	582.N.M2
T (°C)	1201	1202	1201	1199	1202	1201	1203	1202
$D_{Mg}^{ol/liq}$	4,64	4,62	4,65	4,68	4,62	4,64	4,62	4,62
$K_{D Fe/Mg}$	0,26	0,27	0,26	0,25	0,26	0,25	0,26	0,26
AMOSTRA	581.N.M1	581.N.M2	581.N.MF1	581.N.MF2	581.N.F1	581.N.F2	581.N.F3	
T (°C)	1178	1182	1172	1177	1174	1162	1155	
$D_{Mg}^{ol/liq}$	5,10	5,01	5,23	5,11	5,19	5,45	5,60	
$K_{D Fe/Mg}$	0,35	0,37	0,32	0,35	0,34	0,26	0,22	
AMOSTRA	1496.N.F2	1496.N.F3	1496.N.MF1	1496.N.MF2	1496.N.M3	1496.N.MF3	1496.N.M1	1496.N.M2
T (°C)	1306	1307	1321	1306	1306	1316	1305	1307
$D_{Mg}^{ol/liq}$	3,15	3,14	2,99	3,15	3,15	3,05	3,16	3,14
$K_{D Fe/Mg}$	0,37	0,38	0,49	0,37	0,37	0,46	0,36	0,37

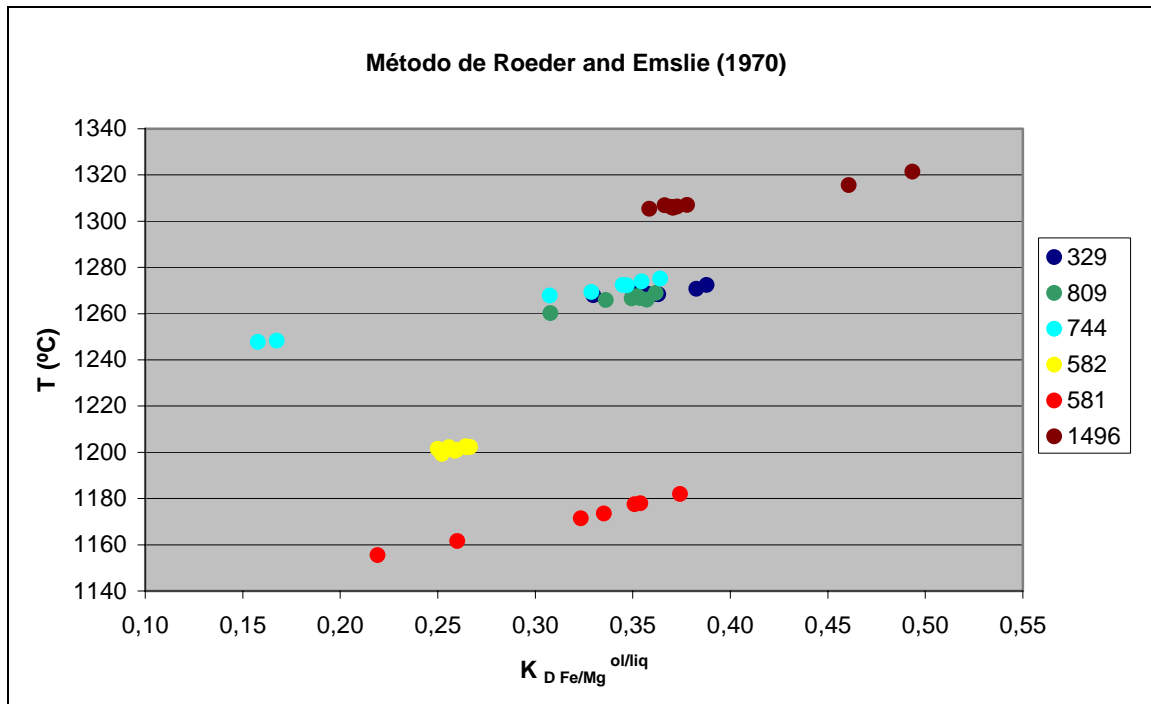


Figura 6.10 - Variação das temperaturas, calculadas pelo método de Roeder and Emslie [1970], em função do coeficiente de partição da razão Fe/Mg.

A figura 6.10 confirma a falta de sensibilidade deste método relativamente às variações de $K_{D \text{ Fe/Mg}}$, dado que para valores de $K_{D \text{ Fe/Mg}}$ muito diferentes as temperaturas resultantes são bastante próximas. Veja-se por exemplo a amostra 744, cujo valor mais baixo de $K_{D \text{ Fe/Mg}}$ é de 0.16 com uma temperatura de 1248 °C, enquanto que o valor mais alto deste coeficiente é de 0.36 com uma temperatura de 1275 °C. Note-se ainda, que para cada uma das amostras estudadas, a temperatura estimada aumenta linearmente com o valor de $K_{D \text{ Fe/Mg}}$, o que considerando os resultados na figura 6.9, é contrário ao que seria de esperar durante a diferenciação magmática.

As temperaturas determinadas pelo método de Beattie [1993] estão expressas nas tabelas seguintes, tendo resultado da utilização dos coeficientes de partição provenientes dos dados analíticos (tabela 6.5) e dos coeficientes calculados pelo método de Beattie *et al.* [1991] (tabela 6.6). Nas figuras 6.11 a 6.14 é possível observar a correlação entre as temperaturas e os respectivos coeficientes de partição a partir do qual foram calculadas.

Tabela 6.5 - Temperaturas de cristalização de olivinas (°C) determinadas pelo método de Beattie [1993], a partir dos coeficientes de partição provenientes dos dados analíticos, também aqui representados. (Ver Anexo II.1 para legenda da amostra).

AMOSTRA	329.N.F1	329.N.F2	329.N.F3	329.N.M1	329.N.M2	329.N.F3	329.N.MF1	329.N.MF2
T (°C)	1335	1336	1335	1334	1336	1335	1341	1338
D_{Mg}^{ol/liq}	3,60	3,59	3,60	3,60	3,59	3,60	3,55	3,57
T (°C)	1274	1281	1278	1309	1288	1275	1256	1258
D_{Fe}^{ol/liq}	1,31	1,28	1,29	1,19	1,26	1,30	1,38	1,37
T (°C)	1402	1269	1210	1346	1321	1491	1305	1320
D_{Ni}^{ol/liq}	5,12	9,72	13,37	6,63	7,44	3,53	8,08	7,51
T (°C)	1362	1353	1292	1250	1259	1334	1215	1303
D_{Mn}^{ol/liq}	0,72	0,74	0,90	1,04	1,01	0,79	1,18	0,87
K_{D Fe/Mg}	0,36	0,36	0,36	0,33	0,35	0,36	0,39	0,38
AMOSTRA	809.N.F1	809.N.F2	809.N.F3	809.N.F4	809.N.F5	809.N.MF1	809.N.MF2	809.N.M1
T (°C)	1332	1331	1331	1323	1333	1332	1333	1335
D_{Mg}^{ol/liq}	3,62	3,63	3,63	3,71	3,61	3,62	3,62	3,59
T (°C)	1285	1298	1276	1324	1283	1281	1283	1276
D_{Fe}^{ol/liq}	1,27	1,22	1,30	1,14	1,27	1,28	1,27	1,30
T (°C)	1244	1239	1300	1221	1262	1367	1286	1342
D_{Ni}^{ol/liq}	11,05	11,33	8,28	12,53	10,03	6,00	8,86	6,74
T (°C)	1304	1358	1334	1396	1385	1277	1306	1340
D_{Mn}^{ol/liq}	0,86	0,73	0,78	0,65	0,67	0,94	0,86	0,77
K_{D Fe/Mg}	0,35	0,34	0,36	0,31	0,35	0,35	0,35	0,36
AMOSTRA	744.N.F1	744.N.F2	744.N.F3	744.N.MF1	744.N.MF2	744.N.M1	744.N.M2	744.N.M3
T (°C)	1301	1301	1328	1334	1330	1338	1334	1336
D_{Mg}^{ol/liq}	3,87	3,88	3,61	3,55	3,59	3,51	3,55	3,53
T (°C)	1567	1597	1329	1289	1306	1276	1292	1284
D_{Fe}^{ol/liq}	0,65	0,61	1,11	1,23	1,18	1,28	1,22	1,25
T (°C)	1199	1226	1216	1302	1274	1292	1334	1284
D_{Ni}^{ol/liq}	13,94	12,00	12,64	8,04	9,27	8,46	6,89	8,80
T (°C)	1424	1541	1497	1349	1347	1264	1337	1327
D_{Mn}^{ol/liq}	0,59	0,43	0,48	0,73	0,74	0,97	0,76	0,79
K_{D Fe/Mg}	0,17	0,16	0,31	0,35	0,33	0,36	0,34	0,35
AMOSTRA	582.N.F1	582.N.F2	582.N.F3	582.N.F4	582.N.MF1	582.N.MF2	582.N.M1	582.N.M2
T (°C)	1252	1254	1251	1250	1253	1252	1254	1253
D_{Mg}^{ol/liq}	4,64	4,62	4,65	4,68	4,62	4,64	4,62	4,62
T (°C)	1312	1305	1313	1321	1307	1328	1308	1320
D_{Fe}^{ol/liq}	1,21	1,23	1,20	1,18	1,22	1,16	1,22	1,18
T (°C)	1383	1295	1325	1404	1247	1324	1334	1201
D_{Ni}^{ol/liq}	5,71	8,68	7,48	5,20	11,16	7,52	7,17	14,37
T (°C)	1236	1298	1297	1212	1254	1224	1249	1322
D_{Mn}^{ol/liq}	1,12	0,90	0,91	1,22	1,05	1,17	1,07	0,84
K_{D Fe/Mg}	0,26	0,27	0,26	0,25	0,26	0,25	0,26	0,26
AMOSTRA	581.N.M1	581.N.M2	581.N.MF1	581.N.MF2	581.N.F1	581.N.F2	581.N.F3	
T (°C)	1234	1239	1225	1233	1228	1212	1204	
D_{Mg}^{ol/liq}	5,10	5,01	5,23	5,11	5,19	5,45	5,60	
T (°C)	1186	1173	1207	1188	1198	1267	1321	

$D_{Fe}^{ol/liq}$	1,80	1,88	1,69	1,79	1,74	1,42	1,23	
$T (^{\circ}C)$	1521	1254	1402	1678	1287	1169	1026	
$D_{Ni}^{ol/liq}$	3,35	11,16	5,46	1,92	9,41	18,03	46,31	
$T (^{\circ}C)$	1067	1063	1140	1058	1073	1256	1438	
$D_{Mn}^{ol/liq}$	2,30	2,34	1,68	2,40	2,24	1,08	0,61	
$K_{D Fe/Mg}$	0,35	0,37	0,32	0,35	0,34	0,26	0,22	
AMOSTRA	1496.N.F2	1496.N.F3	1496.N.MF1	1496.N.MF2	1496.N.M3	1496.N.MF3	1496.N.M1	1496.N.M2
$T (^{\circ}C)$	1418	1419	1440	1418	1418	1432	1417	1419
$D_{Mg}^{ol/liq}$	3,15	3,14	2,99	3,15	3,15	3,05	3,16	3,14
$T (^{\circ}C)$	1301	1296	1220	1302	1304	1236	1314	1308
$D_{Fe}^{ol/liq}$	1,17	1,19	1,47	1,17	1,16	1,40	1,13	1,15
$T (^{\circ}C)$	1294	1467	1387	1293	1333	1435	1329	1319
$D_{Ni}^{ol/liq}$	8,22	3,76	5,29	8,28	6,81	4,28	6,94	7,26
$T (^{\circ}C)$	1347	1388	1317	1378	1311	1224	1334	1381
$D_{Mn}^{ol/liq}$	0,73	0,64	0,80	0,66	0,81	1,10	0,76	0,65
$K_{D Fe/Mg}$	0,37	0,38	0,49	0,37	0,37	0,46	0,36	0,37

Tabela 6.6 - Temperaturas de cristalização de olivinas ($^{\circ}C$) determinadas pelo método de Beattie [1993], a partir dos coeficientes de partição calculados pelo método de Beattie *et al.* [1991], também aqui representados.

AMOSTRA	1496	581	582	744	809	329
$T (^{\circ}C)$	1401	1215	1255	1321	1320	1319
$D_{Mg}^{ol/liq}$	3,28	5,40	4,60	3,67	3,74	3,75
$T (^{\circ}C)$	1385	1239	1281	1349	1347	1347
$D_{Fe}^{ol/liq}$	0,95	1,54	1,31	1,05	1,07	1,08
$T (^{\circ}C)$	1318	1204	1238	1289	1286	1286
$D_{Ni}^{ol/liq}$	7,32	14,70	11,72	8,61	8,85	8,90
$T (^{\circ}C)$	1316	1196	1230	1286	1285	1284
$D_{Mn}^{ol/liq}$	0,80	1,35	1,14	0,90	0,92	0,92
$K_{D Fe/Mg}$	0,29	0,29	0,29	0,29	0,29	0,29

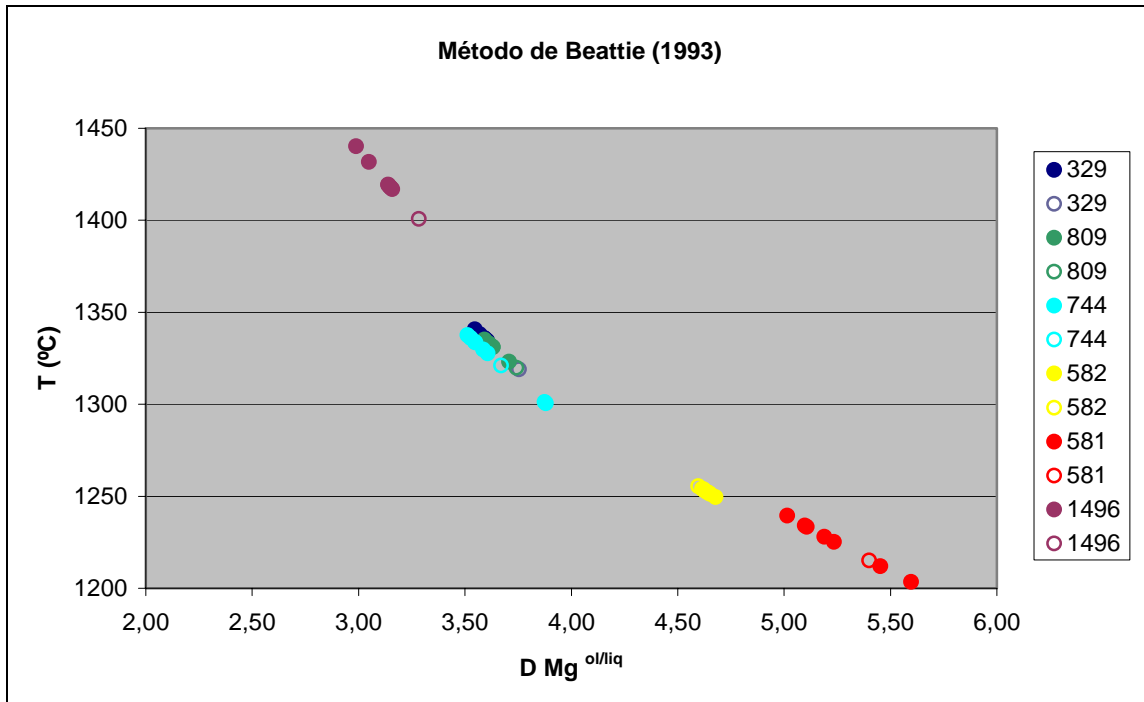


Figura 6.11 - Variação da temperatura (°C) determinada pelo método de Beattie [1993] em função do $D_{Mg}^{ol/liq}$ proveniente dos dados analíticos (círculos a cheio) e calculado pelo método de Beattie *et al.* [1991] (círculos vazios).

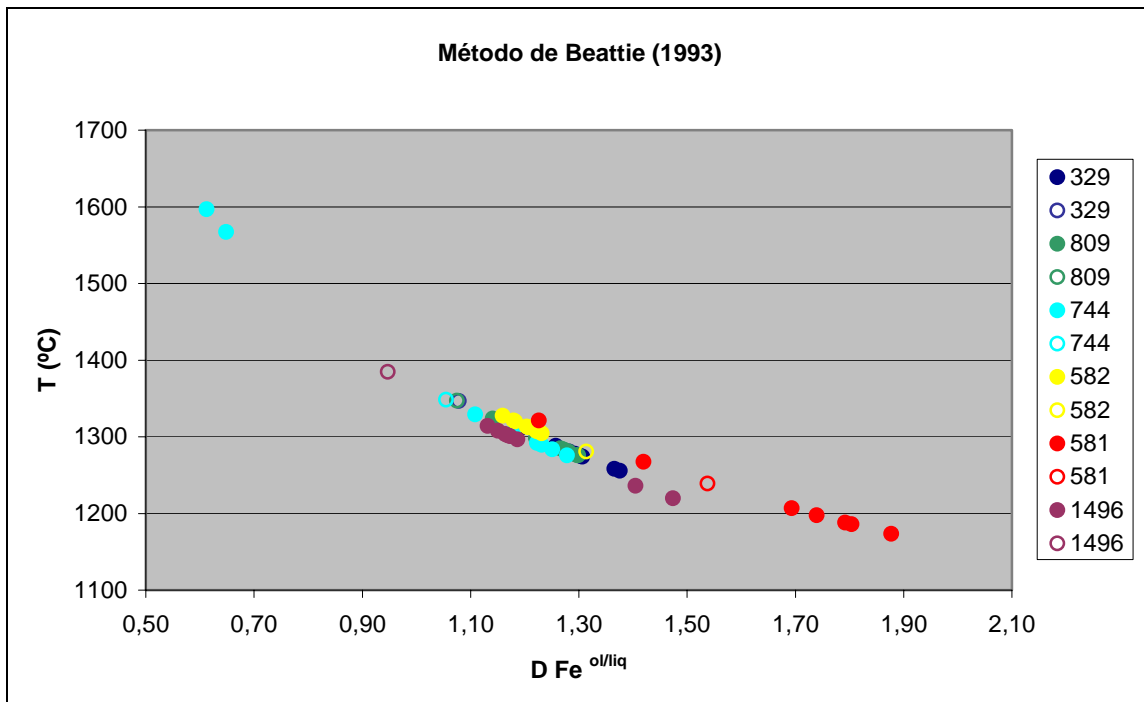


Figura 6.12 - Variação da temperatura (°C) determinada pelo método de Beattie [1993] em função do $D_{Fe}^{ol/liq}$ proveniente dos dados analíticos (círculos a cheio) e calculado pelo método de Beattie *et al.* [1991] (círculos vazios).

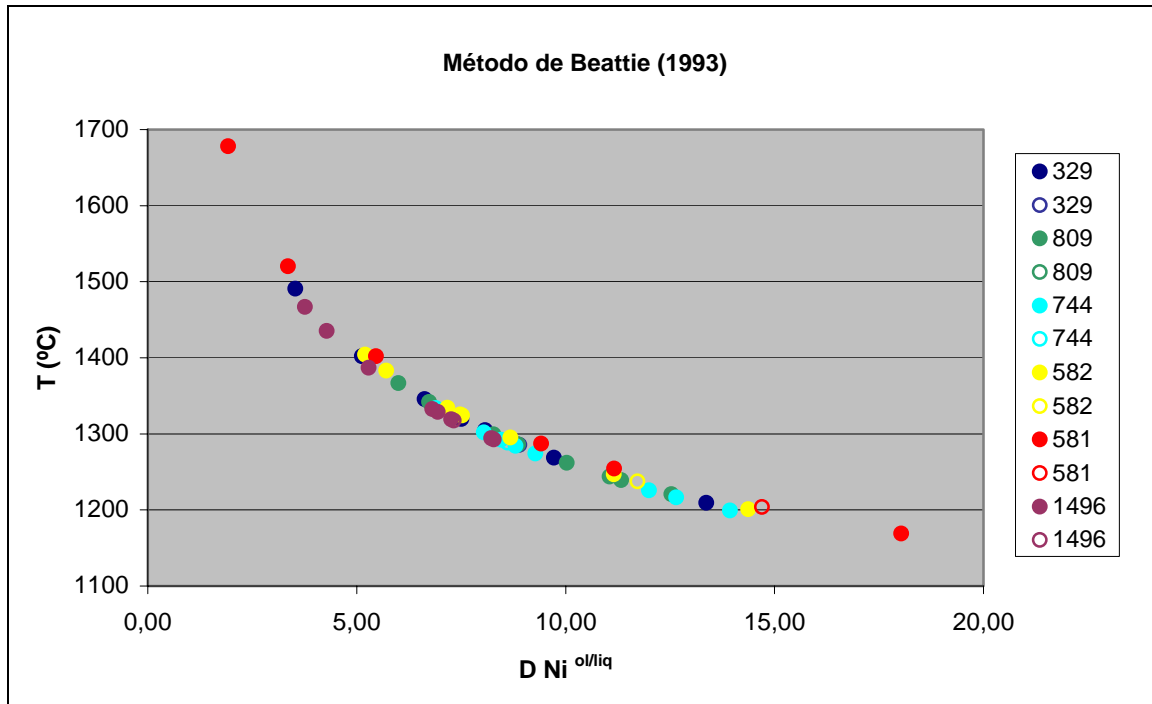


Figura 6.13 - Variação da temperatura (°C) determinada pelo método de Beattie [1993] em função do $D_{Ni}^{ol/liq}$ proveniente dos dados analíticos (círculos a cheio) e calculado pelo método de Beattie *et al.* [1991] (círculos vazios).

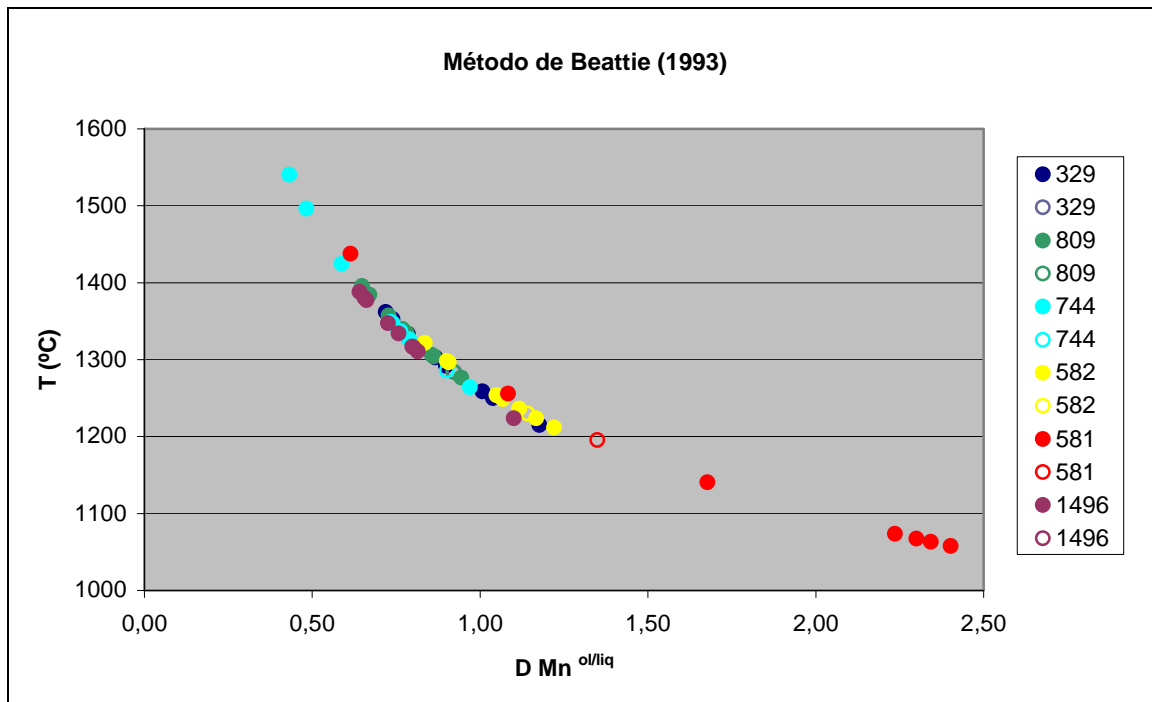


Figura 6.14 - Variação da temperatura (°C) determinada pelo método de Beattie [1993] em função do $D_{Mn}^{ol/liq}$ proveniente dos dados analíticos (círculos a cheio) e calculado pelo método de Beattie *et al.* [1991] (círculos vazios).

Da observação da tabela 6.5 e das figuras 6.11 a 6.14 constata-se a existência de uma grande dispersão dos valores geotermométricos calculados com base nos resultados analíticos obtidos a partir das olivinas estudadas. As diferenças nas temperaturas estimadas para cada amostra são superiores a 500 °C, no caso da amostra 581 ($T=f[D_{Ni}^{ol/liq}]$), confirmando a situação de desequilíbrio generalizado para as olivinas analisadas.

Os dados da tabela 6.6 foram calculados utilizando exclusivamente o método de Beattie [1993] e só dependem da composição da rocha total analisada. A menor dispersão destes resultados geotermométricos reflecte exclusivamente a consistência/inconsistência interna da base de dados utilizada por Beattie [1993], não fornecendo qualquer indicação sobre o seu significado físico.

Considerando que a maioria das olivinas neste estudo se adequa aos critérios de equilíbrio citados na literatura (Ford *et al.* [1983]) e que estes critérios são frequentemente utilizados na selecção de amostras para a implementação da metodologia de Beattie [1993], os resultados obtidos neste estudo apontam claramente para a necessidade duma selecção cuidada dos cristais utilizados na determinação dos dados geotermométricos.

6.2 Piroxenas

6.2.1 Características gerais e classificação

As piroxenas observadas inserem-se no grupo das clinopiroxenas e estão presentes em todas as amostras, quer como fenocristais e elementos da matriz, quer como pequenas inclusões nos feldspatóides. Os seus fenocristais são normalmente euédricos a subédricos, com dimensões máximas na ordem dos 4mm e por vezes dispõem-se em pequenos agregados glomeroporfíricos. O zonamento concêntrico e sectorial é uma característica dominante, bem como as inclusões de apatite e de minerais opacos, que neste último caso correspondem essencialmente a magnetite titanífera e excepcionalmente a ilmenite.

Segundo a classificação da “International Mineralogical Association - (IMA)” (Morimoto *et al.* [1988]), as piroxenas estudadas classificam-se como quadrilaterais (Quad) ou cálcico-ferro-magnesianas (figura 6.15), enquanto que pela nomenclatura de Deer *et al.* [1978] se enquadram no grupo das piroxenas cálcicas. As análises realizadas, revelam não só um enriquecimento em TiO_2 (que em média ronda os 4%), como também em CaO (que em média ronda os 23%), os teores em Cr_2O_3 não ultrapassam os 0,04 % e a maioria das piroxenas (cerca de 62%) são consideradas por Morimoto *et al.* [1988] como sub-siliciosas

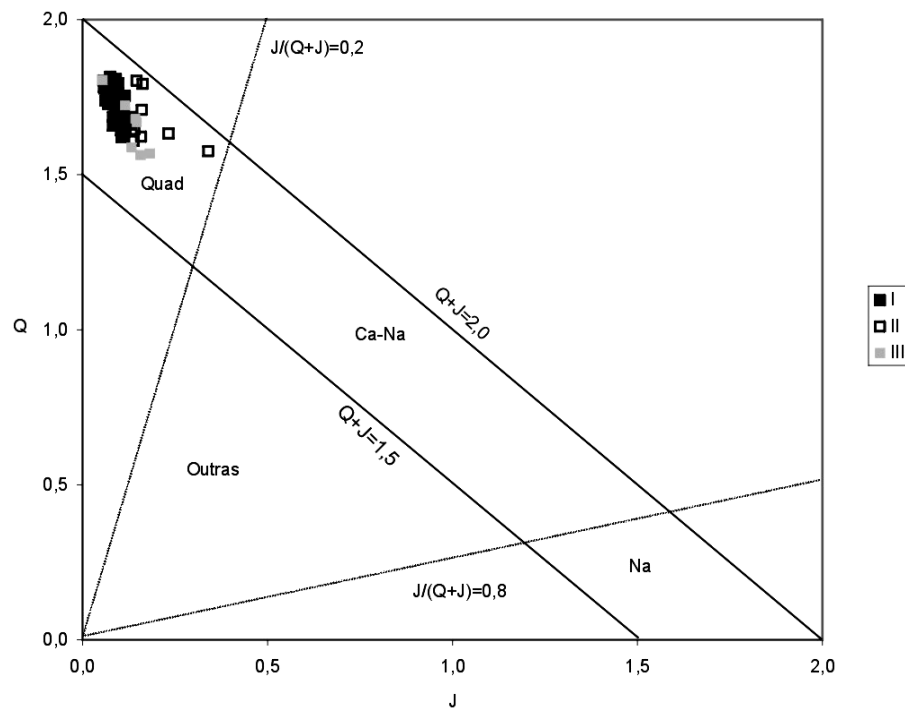


Figura 6.15 – Projecção das clinopiroxenas de Santo Antão no diagrama Q-J de (Morimoto *et al.* [1988]), onde $Q=Ca+Mg+Fe^{2+}$ e $J=2Na$ (puf).

($\text{Si}^{4+} < 1.75$ -puf-). Segundo Schweitzer *et al.* [1979], estas características são típicas de magmas alcalinos e os elevados teores de TiO_2 não são de estranhar, pois a baixa actividade da sílica favorece a sua incorporação nas piroxenas.

Com base nas características petrográficas e químicas estas clinopiroxenas foram divididas em três grupos, I, II e III¹.

O grupo I é constituído pelas clinopiroxenas de cor castanha e castanha violácea, com teores médios de TiO_2 , MgO e CaO superiores aos dos restantes grupos e teores médios de Na_2O e ferro (total) inferiores (tabela 6.7). Em termos de classificação estas piroxenas são consideradas como augites titaníferas de acordo com a nomenclatura de Deer *et al.* [1978] e como diópsidos segundo a classificação da IMA (Morimoto *et al.* [1988]) expressa na figura 6.16. As piroxenas deste grupo caracterizam-se por razões $\text{Al}^{\text{VI}}/\text{Al}^{\text{IV}}$ inferiores a 0.25, o que de acordo com Wass [1979] é indicativo dum ambiente de baixa pressão. Este grupo é sem dúvida o de maior importância, já que corresponde a cerca de 82% da população das piroxenas analisadas.

O grupo II abrange as clinopiroxenas de cor esverdeada e castanho pálido, cujos teores médios de TiO_2 , Al_2O_3 e CaO são mais baixos que os dos outros grupos, enquanto que os de Na_2O são mais elevados (tabela 6.7). As piroxenas deste grupo são denominadas de augites e de augites sódicas pela classificação de Deer *et al.* [1978] e como diópsidos e hedenbergites pela nomenclatura da IMA (figura 6.16). Pelas características apontadas estas piroxenas parecem corresponder aos cristais mais tardios no processo de diferenciação, o que é confirmado pelo facto de se encontrarem nas rochas mais diferenciadas das lavas estudadas. Neste grupo as razões $\text{Al}^{\text{VI}}/\text{Al}^{\text{IV}}$ são muito variáveis, indicando tanto ambientes de baixa pressão como de alta pressão. Estas piroxenas constituem apenas cerca de 10 % do total de análises efectuadas, o que comparativamente com o grupo anterior é pouco significativo.

O grupo III inclui os núcleos de cor verde apresentados por alguns fenocristais de piroxena e caracteriza-se por teores médios de Al_2O_3 e ferro (total) superiores aos dos restantes grupos (tabela 6.7). Estes núcleos são designados por augites titaníferas pela nomenclatura de Deer *et al.* [1978] e por diópsidos e hedenbergites pela classificação da IMA (figura 6.16), representando apenas 8 % dos cristais examinados. Tendo em conta o critério de Wass [1979], a esmagadora maioria destes cristais terão sido gerados em regime de baixa pressão.

¹ Consultar anexo II.2 para ver quais os cristais pertencentes a cada grupo.

Tabela 6.7 – Variação (Δ) e média (\bar{u}) dos principais óxidos (em %) dos diferentes grupos das piroxenas de Santo Antão.

Grupo	I	II	III
Δ TiO ₂	2,41-6,89	0,43-3,38	1,32-3,99
\bar{u} TiO ₂	4,00	1,79	2,42
Δ Al ₂ O ₃	4,27-10,6	2,08-7,54	5,43-9,40
\bar{u} Al ₂ O ₃	6,63	4,59	6,83
Δ MgO	9,91-13,42	4,84-12,54	6,73-11,99
\bar{u} MgO	12,11	9,45	8,94
Δ CaO	22-23,91	19,66-22,99	21,74-22,89
\bar{u} CaO	22,98	22,14	22,35
Δ Na ₂ O	0,40-0,90	0,94-2,22	0,37-1,21
\bar{u} Na ₂ O	0,61	1,25	0,89
Δ Ferro Total	6,01-10,04	8,65-18,63	8,01-17,38
\bar{u} Ferro Total	7,41	11,97	12,75

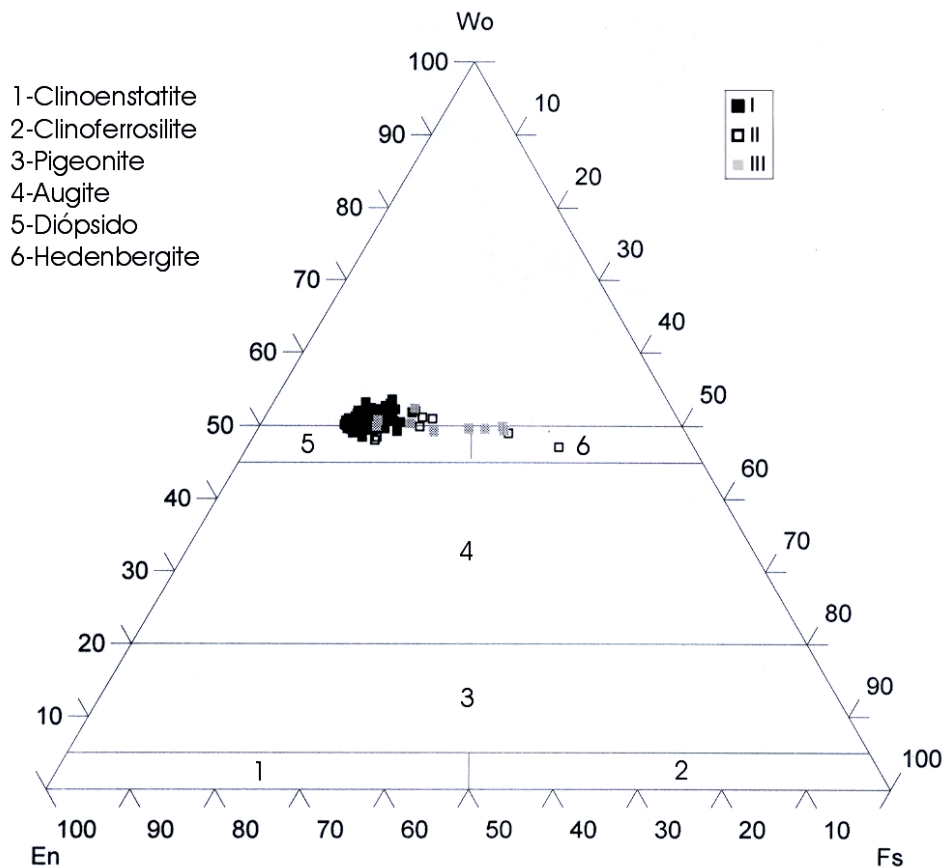


Figura 6.16 – Projecção dos três grupos de piroxenas no diagrama de classificação da IMA (Morimoto *et al.* [1988]).

6.2.2 Tipos de zonamento

A observação detalhada das análises em anexo, permite constatar que a composição química das piroxenas não é homogênea ao longo do cristal, existindo assim uma variação nos teores dos seus elementos constituintes em resultado da evolução do líquido magmático. Se a diferenciação magmática se processar normalmente com decréscimo de pressão e temperatura, estas variações químicas traduzem-se num zonamento concêntrico normal, que se manifesta geralmente pela diminuição de SiO_2 e MgO no sentido núcleo-bordo e por um aumento de TiO_2 , Al_2O_3 , ferro (total), MnO , CaO e Na_2O no mesmo sentido. Este aumento de TiO_2 confere ao bordo uma tonalidade violácea mais intensa do que a do núcleo.

Contudo existem numerosos factores que podem interferir durante o referido processo de diferenciação, conduzindo por vezes ao aparecimento de zonamentos inversos que se caracterizam por uma inversão no padrão normal de variação química do cristal, em relação a um ou vários elementos. Nas piroxenas observadas este tipo de zonamento é evidenciado por um núcleo de cor verde, que resulta dum maior enriquecimento em ferro comparativamente ao bordo (Dobosi and Fodor [1992]).

Outro tipo de zonamento reconhecido nas piroxenas de Santo Antão é o zonamento sectorial, embora seja menos frequente que o concêntrico. Este zonamento é facilmente identificado pela sua típica macla em ampulheta, em que 4 sectores sub-triangulares convergem para a zona central do cristal.

6.2.2.1 Zonamento inverso

Os cristais com zonamento inverso mais acentuado, têm núcleos de cor verde com contornos aproximadamente regulares mas bruscos, que se exprimem por uma mudança abrupta de cor na zona intermédia (castanha), que passa gradualmente a um tom mais violáceo no bordo. A extensão destes núcleos é variável, podendo ocupar 30% a 40% da totalidade do cristal e são dum modo geral empobrecidos em $\text{Mg}^\#$, MgO e CaO relativamente aos bordos e enriquecidos em ferro (total), Na_2O e MnO (tabela 6.8). Correspondem ao grupo III acima definido e encontram-se envolvidos por bordos pertencentes ao grupo I.

Os núcleos verdes têm sido assinalados numa grande variedade de ambientes tectónicos (Brooks and Printzlau [1978]) e estão largamente espalhados nas rochas alcalinas, nomeadamente na zona vulcânica de Eifel (Duda and Schmincke [1985]), no Maciço Central (Wass [1979]), nas províncias vulcânicas italianas (Barton *et al.* [1982]), nas ilhas oceânicas

como a “Gran Canaria” (Frisch and Schmincke [1969]) e Madeira (Mata [1996]), no Uganda (Lloyd [1981]) e Nova Zelândia (Nakagawa [2002]).

Tabela 6.8 –Comparação geoquímica do bordo e núcleo dos cristais com zonamento inverso mais marcado. Os óxidos encontram-se em %. (Ver Anexo II.1 para legenda da amostra).

AMOSTRA	Mg #	MgO	CaO	MnO	Na ₂ O	Ferro total
1545.B.MF1	0,80	12,07	22,65	0,16	0,61	8,25
1545.N.MF1	0,56	7,46	21,77	0,43	0,98	15,23
1522.B.F	0,83	11,14	22,52	0,12	0,72	8,43
1522.N.F	0,61	7,02	22,38	0,58	1,05	17,38
914.B.F	0,84	11,52	22,90	0,08	0,73	7,74
914.N.F	0,80	11,56	22,74	0,10	0,79	8,01
329.B.F1	0,85	12,58	23,30	0,12	0,49	6,88
329.N.F1	0,83	9,56	22,72	0,18	0,89	10,01
329.B.F2	0,85	12,57	23,40	0,04	0,45	6,47
329.N.F2	0,77	11,99	22,89	0,08	0,37	8,21

Nos trabalhos acima referidos são propostas diversas hipóteses que justificam a ocorrência destes núcleos das quais se destacam duas. A primeira considera os núcleos verdes como xenocristais resultantes da desagregação de xenólitos, arrancados às paredes das condutas magmáticas durante a ascensão do magma (Barton and Van Bergen [1981]). No entanto, esta explicação não é a mais adequada para os núcleos verdes examinados, uma vez que estes não exibem quaisquer vestígios de reabsorção (contornos muito irregulares), nem sintomas de deformação tectónica (lamelas de deformação ou extinção ondulante), nem alteração intensa.

A segunda hipótese sugere que estes núcleos tenham cristalizado a partir de líquidos magmáticos mais evoluídos, tendo sido posteriormente incorporados em líquidos mais primitivos, a partir dos quais se processou a cristalização do resto do cristal (Brooks and Printzlau [1978], Barton *et al.* [1982], Bédard *et al.* [1988], Dobosi and Fodor [1992] e Nakagawa *et al.* [2002]), o que parece estar de acordo com as características químicas observadas. Esta mudança nas condições de cristalização, advém da injeção de líquidos mais primitivos em reservatórios magmáticos, onde se encontram líquidos que já sofreram alguma evolução, juntamente com os seus produtos de diferenciação entre os quais se encontram os núcleos verdes.

6.2.2.2 Zonamento sectorial

O zonamento sectorial pode ser descrito como a existência de composições químicas distintas nos diferentes sectores de crescimento dum cristal, que são definidos pela face na qual o crescimento tem lugar. Os sectores prismáticos abrangem as formas {110}, {100} e

{010} e os sectores basais correspondem à forma {11 $\bar{1}$ }. (Dowty [1976]). Os primeiros estão enriquecidos em Al₂O₃, TiO₂ e ferro (total) enquanto que os últimos são enriquecidos em SiO₂ e MgO (Leung [1974]). Nas piroxenas de Santo Antão observa-se ainda um enriquecimento em Na₂O nos sectores prismáticos e um enriquecimento em CaO e MnO nos sectores basais (tabela 6.9).

Tabela 6.9 – Diferenças composicionais (em %) entre os sectores basais e prismáticos a nível do bordo e núcleo dos cristais analisados. BB-bordo do sector basal, BP-bordo do sector prismático, NB-núcleo do sector basal, NP-núcleo do sector prismático.

AMOSTRA	SiO ₂	MgO	MnO	TiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	Ferro total
581.BB	45,28	12,19	0,11	4,88	7,95	23,09	0,56	6,23
581.BP	43,70	11,61	0,05	5,52	8,94	22,79	0,65	6,54
581.NB	46,15	12,85	0,10	4,12	6,30	23,23	0,56	6,05
581.NP	42,65	11,28	0,06	6,01	9,92	22,93	0,66	6,95
582.BB	45,28	12,62	0,09	4,16	7,39	23,10	0,49	6,62
582.BP	41,27	10,62	0,06	6,22	9,77	22,88	0,58	7,85
582.NB	47,06	13,38	0,07	3,33	6,31	23,28	0,41	6,25
582.NP	45,90	13,01	0,06	3,82	6,99	23,28	0,44	6,31

A origem do zonamento sectorial tem sido atribuída a vários factores, no entanto dos vários modelos propostos para a génese do zonamento sectorial, referem-se aqui apenas os mais importantes, uma vez que este zonamento tem sido amplamente descrito, inclusive noutras ilhas do Arquipélago, como em S. Vicente (Trindade [2002]) e Santiago (Martins [2003]).

Leung [1974] justifica o zonamento sectorial através de taxas de crescimento diferenciais em sectores de crescimento distintos, que vão influenciar a disponibilidade dos elementos químicos no líquido e por sua vez a sua incorporação na estrutura do mineral. Por outro lado, Paterson and Stephens [1992] consideram a cinética responsável pelos padrões de partição dos elementos, já que sectores com velocidades de crescimento semelhantes mostram diferenças na sua composição. No modelo de Watson and Liang [1995] não é o rápido crescimento que conduz ao desenvolvimento do zonamento sectorial, dado que a sua ocorrência não é exclusiva das rochas vulcânicas, mas pode também ser encontrado nas piroxenas de rochas metamórficas e de rochas ígneas intrusivas de baixa temperatura. Neste caso o zonamento sectorial está dependente da competição entre a taxa de crescimento e de difusão na rede cristalina, conduzindo inevitavelmente ao enriquecimento num determinado componente se a difusão for demasiado lenta.

Nakamura [1973] põe em evidência o papel que a configuração estrutural tem na selectividade dos elementos nos diferentes sectores durante o crescimento do cristal. Esta

ideia é retomada no modelo de Dowty [1976] onde se assume que há sectores que estão mais aptos a adsorver determinados iões que outros, como por exemplo os sectores prismáticos que graças a uma maior exposição face às posições M1 e M2, têm mais facilidade em incorporar pequenos iões de carga elevada, como o Al, Ti e Fe³⁺. Os modelos de Shearer and Larsen [1994] e Jensen [2000] seguem também esta linha de raciocínio, concluindo respectivamente que o factor dominante no zonamento sectorial é a capacidade que as posições atómicas possuem para acomodar os catiões na sua estrutura e que os sectores analisados têm diferentes afinidades para iões de cargas diferentes. Nestas circunstâncias, a cristalização de cristais com zonamento sectorial ter-se à processado em condições de equilíbrio.

6.2.3 Substituições químicas dominantes

A fórmula química geral das piroxenas é M₂M₁T₂O₆, onde M₂ corresponde aos catiões dispostos em coordenação octaédrica distorcida (Ca²⁺, Na⁺, Mn²⁺, Fe²⁺, Mg²⁺ e Li⁺), M₁ refere-se aos catiões dispostos em coordenação octaédrica regular (Mn²⁺, Fe²⁺, Fe³⁺, Mg²⁺, Cr³⁺, Al³⁺, Ti⁴⁺, V³⁺, Ti³⁺, Zr⁴⁺, Sc³⁺ e Zn²⁺) e T corresponde aos catiões dispostos em coordenação tetraédrica (Si⁴⁺, Al³⁺ e Fe³⁺) (Morimoto *et al.* [1988]). Na posição tetraédrica e no caso de deficiência em Al³⁺ ou Fe³⁺, o Ti⁴⁺ pode também estar presente (Sepp and Kunzmann [2001]).

A variabilidade composicional observada nas piroxenas, deve-se à grande variedade de substituições iónicas que se processam neste grupo (Morimoto *et al.* [1988]). Estas substituições podem ser simples e envolver iões com a mesma valência, ou pelo contrário podem ser mais complexas e envolver iões com valências diferentes, designando-se neste caso de não quadrilaterais (Tracy and Robinson [1977]). A projecção de algumas das piroxenas acima da linha que define os 50% de Wo na figura 6.16, é indicativa da intervenção de substituições deste último tipo (Munhá *et al.* [1991]).

Dentro das substituições não quadrilaterais destaca-se a do Si⁴⁺ pelo Al^{IV} na posição tetraédrica, não havendo aqui qualquer intervenção do Fe³⁺ como nos indica a figura 6.17, pela projecção da totalidade dos pontos acima da linha de referência Al t+Si=2, levando-nos a concluir que a presença deste elemento é restrita à posição M1.

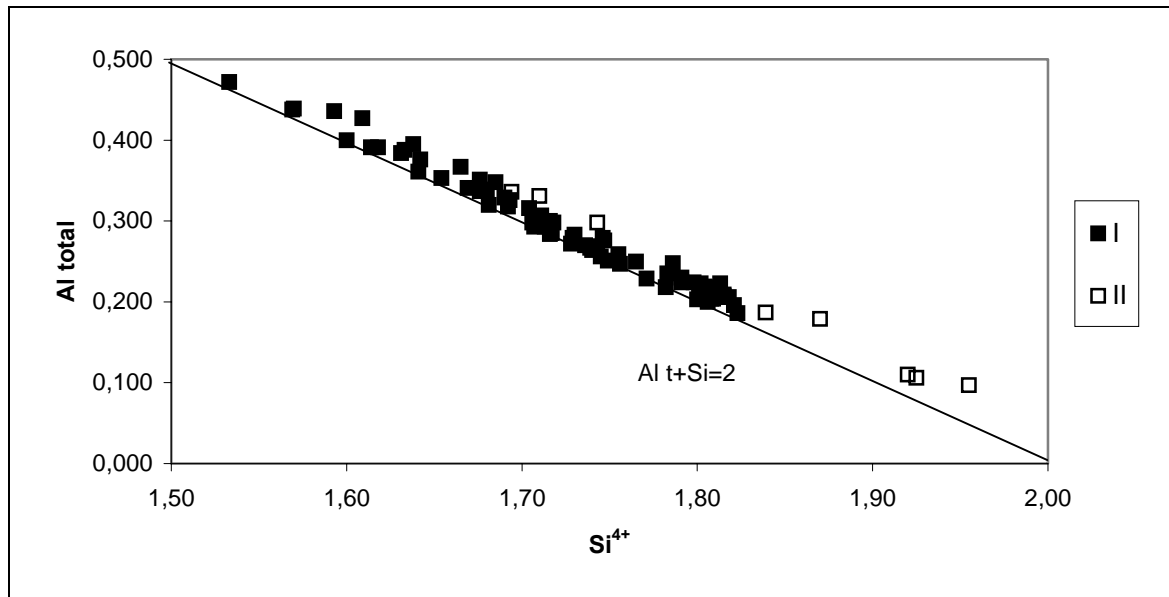


Figura 6.17 – Relação do Al total ($Al^{IV}+Al^{VI}$) com o Si^{4+} (puf) para os dois grupos de piroxenas (I e II²).

Esta substituição conduz a uma deficiência de carga (-1), que deve ser balanceada por substituições que induzam a um aumento equivalente, tais como a substituição do Fe^{2+} e Mg^{2+} por Fe^{3+} , Ti^{4+} , Cr^{3+} e Al^{3+} em M1, ou a do Na^{+} pelo Ca^{2+} em M2 (Tracy and Robinson [1977]).

De maneira a identificar as substituições principais nas piroxenas analisadas, foram elaborados diagramas de correlação dos possíveis elementos envolvidos (figura 6.18). Como o Cr^{3+} evidencia valores normalmente muito reduzidos (inferiores a 0.01 (puf)), não constitui um elemento preponderante nas substituições ocorridas e por isso não será incluído nestes diagramas. Da observação da figura 6.18, conclui-se pelos elevados valores de correlação apresentados (R^2), que os componentes não quadrilaterais com maior expressão são o Ti^{4+} (principalmente no grupo I), o Fe^{3+} (mais significativo no grupo II do que no I) e o Na^{+} (mas apenas no grupo II). O Al^{VI} é inferior a 0.05 e revela uma grande dispersão não contribuindo de forma sistemática para o balanço de cargas.

A entrada do Ti^{4+} nas piroxenas é feita através da molécula $CaTiAl_2O_6$ (TiTs) e por sua vez a incorporação do Fe^{3+} é feita pela $CaFe^{3+}AlSiO_6$ (FeTs) e em quantidades mais reduzidas pela $NaFe^{3+}Si_2O_6$ (aegirina). A proporção da soma do Fe^{3+} (na FeTs) e do Ti^{4+} (na TiTs) é dada pelo gráfico da figura 6.19 e a proporção individual de cada um destes elementos é dada pela figura 6.20.

² Como as piroxenas do grupo III (núcleos verdes) têm uma evolução magmática algo complexa e distinta das piroxenas dos restantes grupos, não poderão ser incluídas na discussão sobre substituições não quadrilaterais.

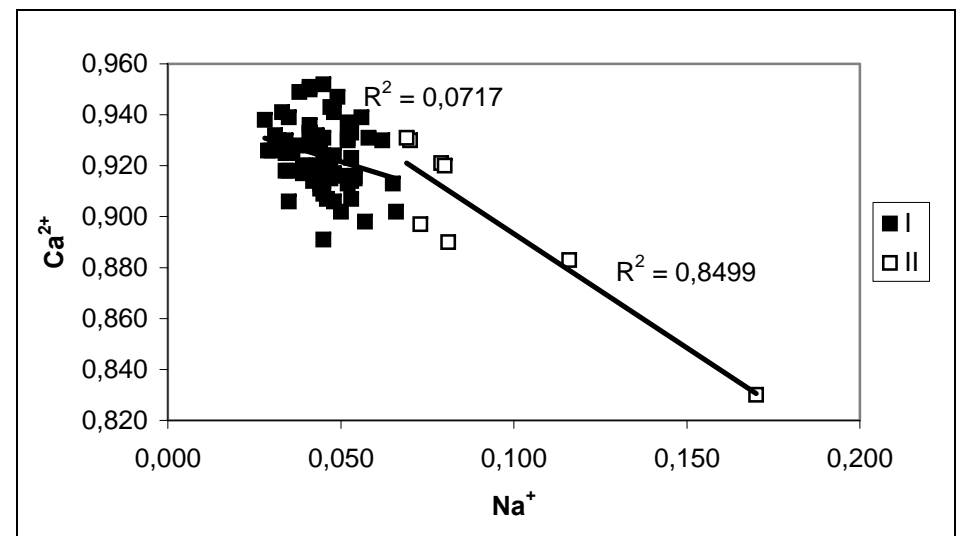
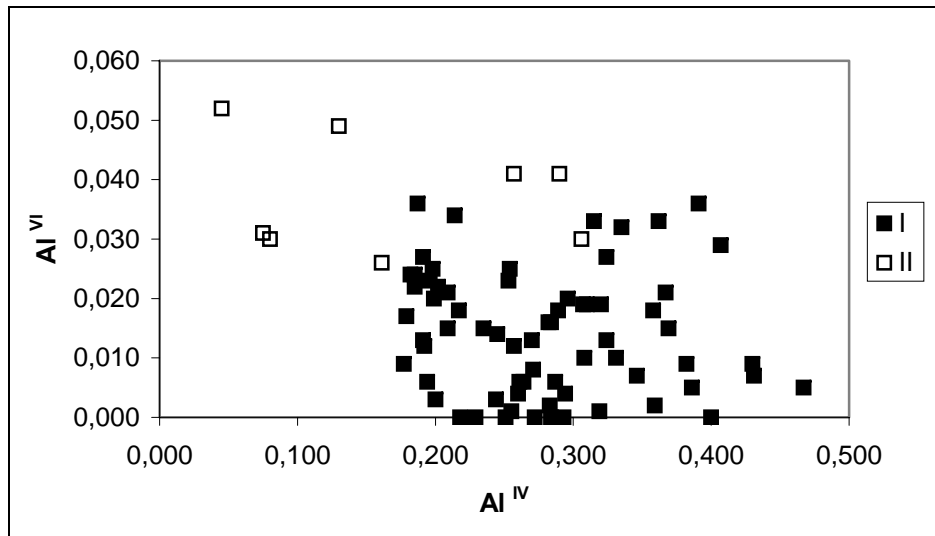
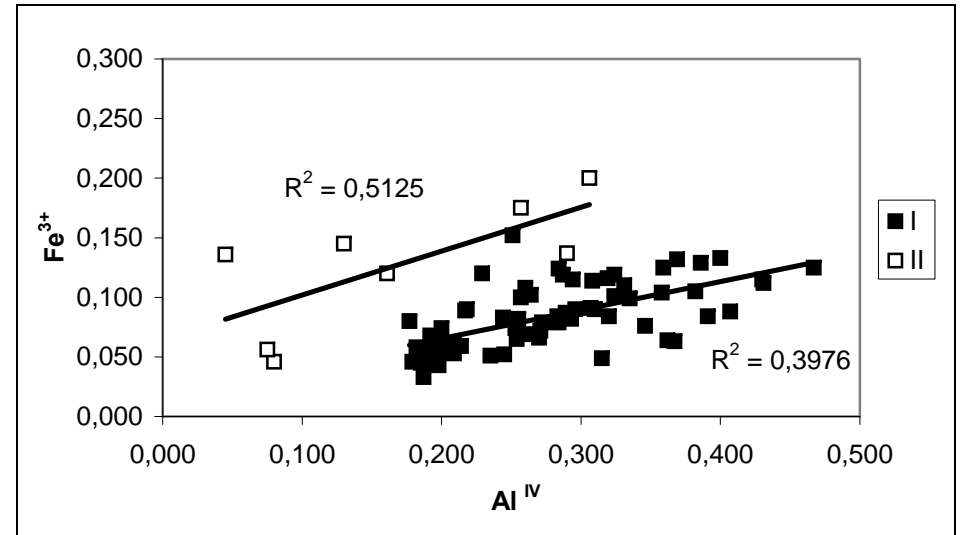
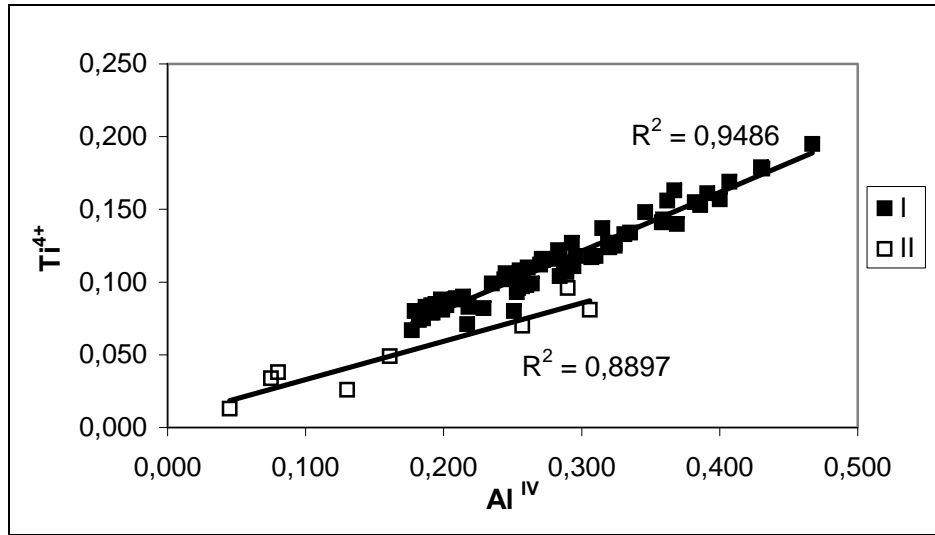


Figura 6.18 – Diagramas de correlação Ti^{4+} , Fe^{3+} , Al^{VI} versus Al^{IV} e Ca^{2+} versus Na^{+} (puf) para os dois grupos de piroxenas I e II (R^2 -grau de correlação).

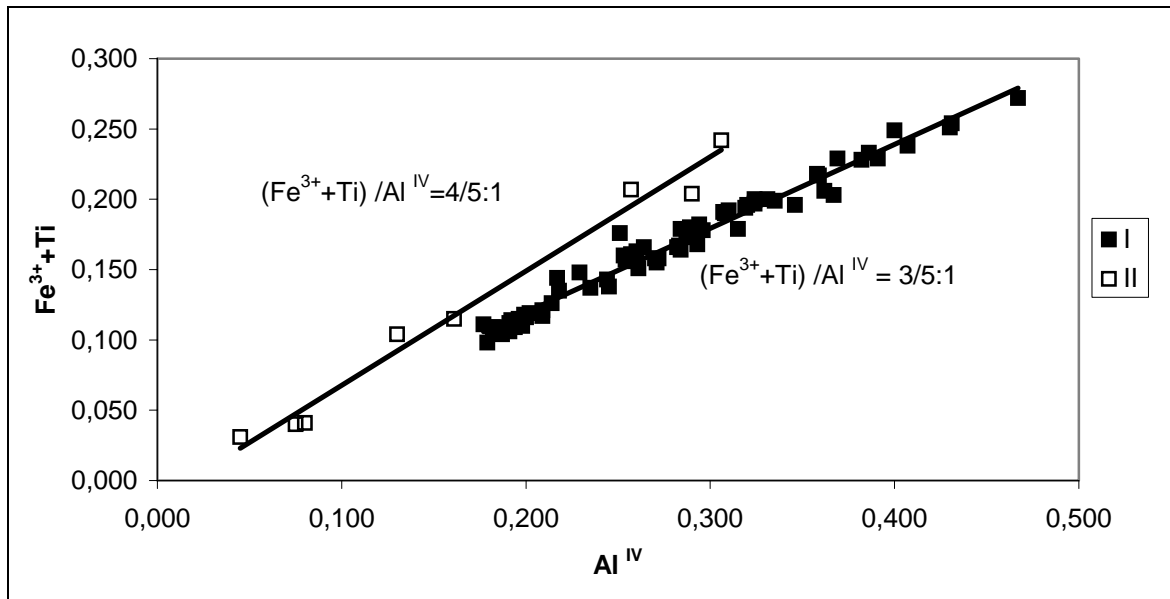


Figura 6.19 – Diagrama $Fe^{3+}(FeTs)+Ti^{4+}$ versus Al^{IV} (puf) nos dois grupos I e II.

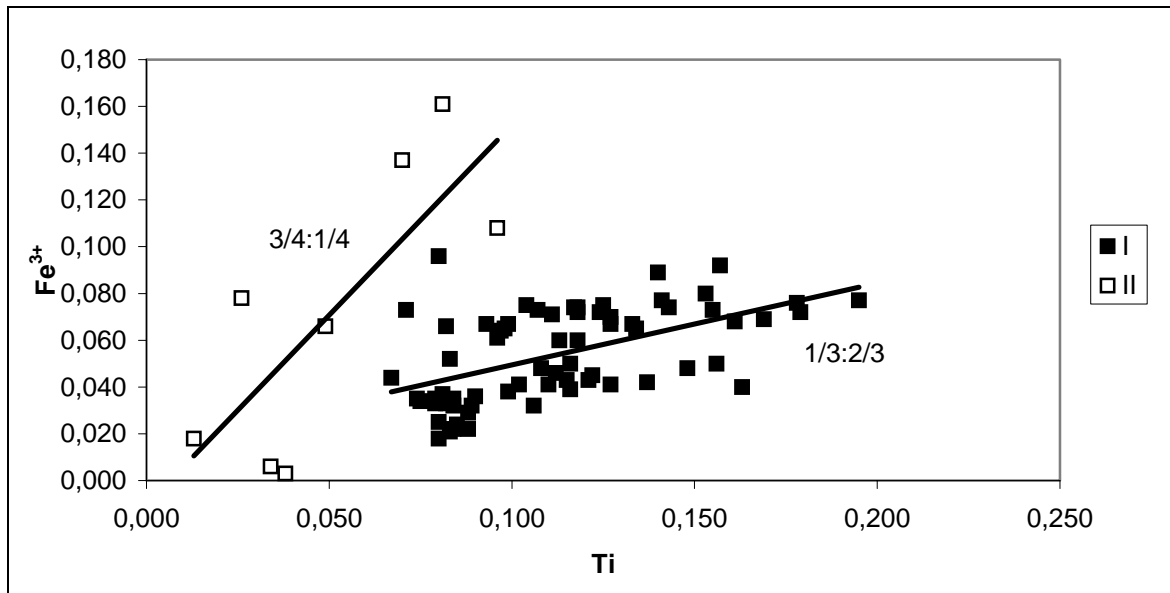
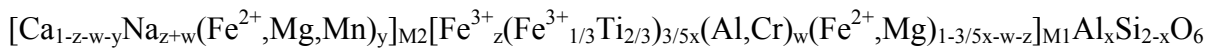


Figura 6.20 – Proporção do Fe^{3+} na FeTs e do Ti^{4+} (puf) nos dois grupos de piroxenas.

A partir do que acima foi exposto, a fórmula geral para as piroxenas do grupo I é:



onde $x = FeTs + TiTs$

$$0.00 \leq z \text{ (aegirina)} \leq 0.06$$

$$0.00 \leq w \text{ (Na(Al,Cr)Si}_2\text{O}_6) \leq 0.04$$

$$z + w \sim 0.04$$

$y = \text{enstatite}(Mg_2Si_2O_6) + \text{ferrossilite}(Fe^{2+}Si_2O_6) + Mn_2Si_2O_6$ em que $0.00 \leq y \leq 0.04$ (puf)

e para as piroxenas do grupo II é :



onde $0.03 \leq z \leq 0.05$ e $0.03 \leq w \leq 0.12$ (neste grupo os componentes enstatite e ferrossilite são negligenciáveis).

6.2.4 Geobarometria

Poucos métodos geobarométricos estão disponíveis para determinar as pressões de cristalização das rochas magmáticas e normalmente requerem paragénese mineral específicas, ou o conhecimento da composição do líquido em equilíbrio. Nestas condições, o número de rochas naturais analisáveis torna-se restrito, o que implica o recurso ao tratamento empírico dos resultados experimentais a alta pressão, como no geobarómetro de Nimis and Ulmer [1998] e Nimis [1999]. Nestes trabalhos foi determinada a resposta química das clinopiroxenas às variações na composição do magma e das condições físicas em diferentes tipos de líquidos magmáticos, tendo-se obtido uma relação em que a pressão é expressa como função linear dos volumes da célula unitária (V_{cell}) e do poliedro M1 (V_{M1}). No caso dos magmas básicos anidros (Nimis and Ulmer [1998]) a pressão pode ser calculada através da seguinte expressão:

$$P(\text{kbar})=771,48(\pm 19,26)-1,323(\pm 0,051)V_{\text{cell}}(\text{\AA}^3)-16,064(\pm 1,228).V_{\text{M1}}(\text{\AA}^3)$$

$$(\sigma = 1,75 \text{ kbar; desvio máximo}=5.5 \text{ kbar ; R}=0,962)$$

que pode ser reformulada em função das fracções atómicas:

$$P(\text{kbar})=771,48+4,956.\text{Al}_{\text{T}}-28,756.\text{Fe}^{2+}_{\text{M1}}-5,345.\text{Fe}^{3+}+56,904.\text{Al}_{\text{M1}}+1,848.\text{Ti}+14,827.\text{Cr}-773,74.\text{Ca}-736,57.\text{Na}-754,81.\text{Mg}_{\text{M2}}-763,20.\text{Fe}^{2+}_{\text{M2}}-759,66.\text{Mn}-1,185(\text{Mg}_{\text{M2}})^2-1,876.(\text{Fe}^{2+}_{\text{M2}})^2$$

em que a distribuição do Fe^{2+} e do Mg^{2+} pelas posições octaédricas M1 e M2, é dada por:

$$(\text{Fe}^{2+}_{\text{M1}}.\text{Mg}_{\text{M2}}/\text{Fe}^{2+}_{\text{M2}}.\text{Mg}_{\text{M1}})=\exp(0,238.R^{3+}+0,289.\text{CNM}-2,315) \text{ onde}$$

$$R^{3+}=\text{Al}_{\text{M1}}+\text{Fe}^{3+}+\text{Ti}+\text{Cr} \text{ e } \text{CNM}=\text{Ca}+\text{Na}+\text{Mn}$$

Contudo a aplicação deste método geobarométrico requer que a composição da rocha seja conhecida e se projecte nos campos do basalto, traquibasalto, basanita/tefrito ou foidito de baixo álcalis, de acordo com o diagrama TAS de Le Bas *et al.* [1986]. É necessário ainda, que a clinopiroxena esteja em equilíbrio com o líquido magmático e que o sistema seja anidro, pois por cada 1wt% H_2O há uma subestimação de cerca de 1 kbar na pressão. Por outro lado, a vantagem da utilização deste geobarómetro reside no facto de ser insensível às variações de

temperatura, o que na situação presente o torna mais adequado, uma vez que a temperatura de cristalização não pode ser determinada com precisão. Noutros geobarómetros elaborados (Nimis and Ulmer [1998] e Nimis [1999]), o problema da água já não se coloca, mas é necessário conhecer a temperatura com exactidão já que há um acréscimo de 1 kbar na pressão por cada 20°C de temperatura.

Foram calculadas as pressões para diversos cristais (tabela 6.10), incluindo aqueles cujas rochas hospedeiras não respeitam as condições de projecção do diagrama TAS¹ (assinalados com *). Embora os resultados obtidos sejam de valor negativo, se tivermos em conta o erro associado ($\pm 1,75$) alguns deles podem assumir valores positivos baixos, sugerindo assim condições de baixa pressão. Os resultados são portanto genericamente congruentes com os valores da razão $Al^{VI}/Al^{IV} \leq 0,25$, que segundo Wass[1979] indicam cristalização a baixa pressão.

A projecção das amostras noutros domínios do diagrama TAS que não os exigidos, parece não afectar grandemente o valor da pressão, já que os valores calculados não diferem grandemente entre si.

Apesar deste método não se ter revelado eficiente na determinação de valores absolutos de pressão no caso das piroxenas de Santo Antão, permitiu pelo menos ter uma ideia da ordem de grandeza das condições prevalecentes na altura da cristalização.

Tabela 6.10 – Valores da razão Al^{VI}/Al^{IV} e da pressão (kbar) obtida pelo geobarómetro de (Nimis and Ulmer [1998]) para os magmas básicos anidros².

AMOSTRA	Pressão	Pressão+1,75	Al^{VI}/Al^{IV}
1066.N.F	-2,00±1,75	-0,25	0,01
*1066.N.MF1	-1,59±1,75	0,16	0,19
1067.N.MF	-2,64±1,75	-0,89	0,02
1496.N.F	-1,52±1,75	0,23	0,00
*1500.N.MF1	-3,00±1,75	-1,25	0,00
*1497.N.F	-2,33±1,75	-0,58	0,13
*1497.N.MF	-3,73±1,75	-1,98	0,00
581.N.F2	-2,61±1,75	-0,86	0,00
*577.N.MF	-1,73±1,75	0,02	0,06
*747.N.F	-0,62±1,75	1,13	0,06
*914.N.F	-1,10±1,75	0,65	0,12
*914.N.MF	-1,82±1,75	-0,07	0,05
744.MF	-1,96±1,75	-0,21	0,02
329.N.F1	-2,80±1,75	-1,05	0,09

¹ Ver figura 5.1 para projecção das amostras no diagrama TAS.

² A pressão foi calculada através do programa CpxBar disponível em <http://dmp.unipd.it/Nimis/research.html>

6.3 Óxidos

6.3.1 Características gerais e classificação

A designação de óxidos aqui utilizada é a mesma referida por Buddington and Lindsley [1964] e corresponde aos minerais opacos pertencentes ao sistema $\text{FeO-Fe}_2\text{O}_3\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-Cr}_2\text{O}_3\text{-TiO}_2$. Estes minerais estão presentes em todas as amostras estudadas e constituem nalguns casos uma fase mineralógica relativamente abundante. Nas lâminas observadas os óxidos ocorrem tanto na geração fenocristalina como na matriz (onde têm maior expressão) e também sob a forma de inclusões em fenocristais de vários minerais (olivina, piroxena, hauyna e analcite). O seu modo de ocorrência sugere três fases de cristalização distintas, uma primeira fase constituída pelos óxidos inclusos e marcada por teores mais elevados de Al_2O_3 , Cr_2O_3 e MgO , uma segunda fase composta pelos fenocristais e por último uma terceira fase correspondente aos óxidos da matriz, com altos teores de TiO_2 , ferro (total) e MnO , reflectindo a evolução do líquido magmático.

Em termos de classificação os óxidos analisados inserem-se maioritariamente no grupo das espinelas (*sensu lato*), tendo sido detectado apenas um cristal pertencente à série da ilmenite que se encontra incluso num fenocristal de piroxena (amostra SA-1514). A ausência de ilmenites está bem patente noutras ilhas do arquipélago, designadamente na ilha do Sal (Torres [1998]), em S. Vicente (Trindade [2002]) e em Santiago (Martins [2003]). A raridade dos minerais desta série em ambientes subsaturados é atribuída à baixa actividade da sílica, que favorece a incorporação de TiO_2 nas piroxenas em detrimento da ilmenite, impedindo assim a sua cristalização (Verhoogen [1962]).

As espinelas foram subdivididas em dois grupos de acordo com a sua projecção no sistema $\text{FeO-Fe}_2\text{O}_3\text{-TiO}_2$ (figura 6.21): o grupo I que se enquadra aproximadamente dentro dos limites que definem a solução sólida da ulvoespinela-magnetite (cujos membros são denominados de titanomagnetites por Haggerty [1976]) e o grupo II que se posiciona abaixo do limite inferior desta solução sólida. Se estes dois grupos forem projectados no diagrama ternário $\text{Al-Fe}^{3+}\text{-Cr}$ (figura 6.22), constata-se que apesar do ião trivalente predominante ser o Fe^{3+} (o que permite considerar estas espinelas como membros da série da magnetite segundo Deer *et al.* [1963]), existem 4 cristais do grupo II que apresentam teores de Al e Cr superiores aos restantes e que serão por isso considerados num grupo à parte (grupo III). Os cristais deste

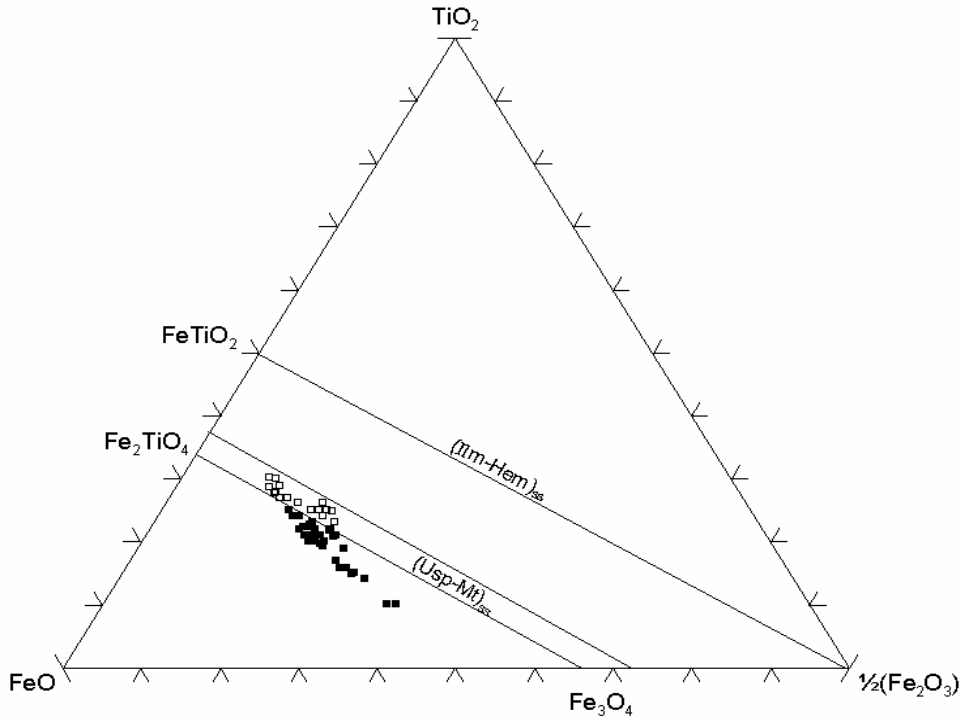


Figura 6.21 – Projecção das espinelas de Santo Antão no sistema FeO-Fe₂O₃-TiO₂ (mol %) (adaptado de Taylor [1964]). □ Grupo I ■ Grupo II.

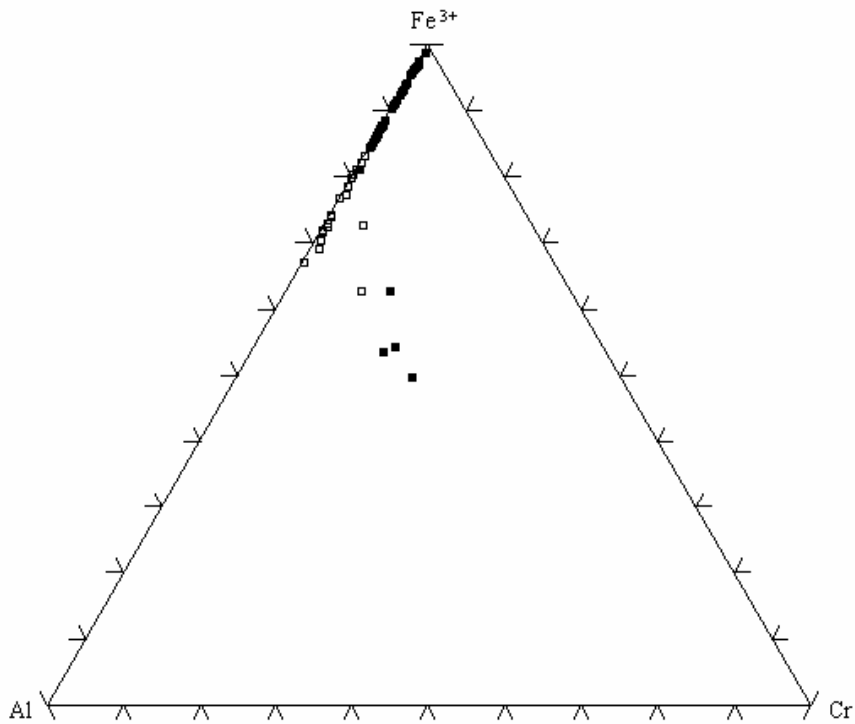


Figura 6.22 – Projecção das espinelas de Santo Antão no diagrama Al-Fe³⁺-Cr (puf). □ Grupo I ■ Grupo II.

grupo correspondem no geral a inclusões em fenocristais de olivina e apenas um constitui um microfenocristal.

Na tabela 6.11 encontram-se as variações e médias dos principais óxidos dos três grupos de espinelas¹ e verifica-se que para além dum maior enriquecimento em Al₂O₃ e Cr₂O₃ o grupo III mostra-se também enriquecido em MgO e empobrecido em TiO₂, MnO e FeO face aos outros grupos, o que implica uma cristalização num estágio mais precoce. Por outro lado, o grupo II revela valores médios de Fe₂O₃, FeO e MnO superiores e valores de Al₂O₃, Cr₂O₃ e MgO inferiores aos restantes grupos, o que é sintomático duma cristalização num estágio mais tardio. A ordem de cristalização dos diferentes grupos pode ser visualizada na figura 6.23, onde se confirma o que acima foi referido.

Tabela 6.11 - Variação (Δ) e média (\bar{u}) dos principais óxidos (em %) nos diferentes grupos de espinelas de Santo Antão.

Grupo	I	II	III
Δ TiO₂	17,25-24,45	7,14-20,44	11,07-16,72
\bar{u} TiO₂	21,14	15,60	13,38
Δ Al₂O₃	2,88-5,82	0,24-3,78	7,28-9,59
\bar{u} Al₂O₃	4,86	2,40	8,58
Δ Cr₂O₃	0,00-2,89	0,00-0,11	6,18-11,60
\bar{u} Cr₂O₃	0,39	0,02	8,69
Δ V₂O₃	0,29-0,51	0,32-0,60	0,24-0,34
\bar{u} V₂O₃	0,39	0,43	0,28
Δ Fe₂O₃	18,32-33,47	25,98-53,24	23,72-30,14
\bar{u} Fe₂O₃	24,86	36,86	27,62
Δ FeO	34,96-44,34	34,36-43,81	28,36-37,52
\bar{u} FeO	40,22	40,54	31,72
Δ MnO	0,37-0,91	0,76-2,12	0,31-0,50
\bar{u} MnO	0,66	1,33	0,37
Δ MgO	5,30-8,65	0,41-5,50	6,78-9,06
\bar{u} MgO	6,79	2,62	8,24

Uma característica relevante nos cristais analisados é a ausência de espinelas cromíferas², ao contrário do que acontece noutras ilhas do arquipélago (Torres [1998], Trindade [2002] e (Martins [2003])). Esta ausência parece ser motivada pelos baixos teores de Cr no líquido de acordo com Thy [1983], que estabelece um valor mínimo de Cr necessário à cristalização destes minerais (200 ppm). Nas amostras de Santo Antão os teores deste elemento são geralmente muito inferiores a este valor, à excepção das amostras onde se encontram as espinelas mais ricas em Cr, o que está em concordância com a estimativa deste

¹ Consultar anexo II.3 para ver quais os cristais pertencentes a cada grupo.

² Consideram-se espinelas cromíferas as espinelas com Al>Cr e Mg>Fe²⁺ segundo Sigurdsson and Schilling [1976].

autor. As espinelas estudadas revelam ainda um hiato composicional entre os membros mais “primitivos” (grupo III) e os membros mais evoluídos (grupo II), que é traduzida pela inexistência de termos de composição intermédia entre estes dois extremos (figura 6.24).

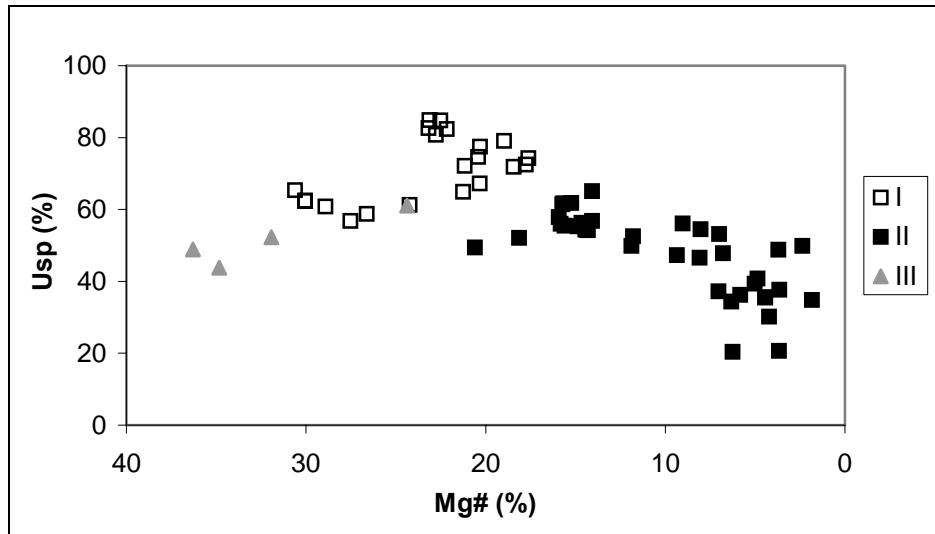


Figura 6.23 – Relação do índice de evolução magmática (Mg#) com a molécula da ulvoespinela, onde se visualiza a ordem de cristalização dos 3 grupos de espinelas: o grupo III terá cristalizado num estágio mais precoce da evolução magmática, sendo seguido pelo grupo I (juntamente com um microfeno cristal do grupo anterior) e por último do grupo II, que cristaliza já numa fase mais tardia da evolução.

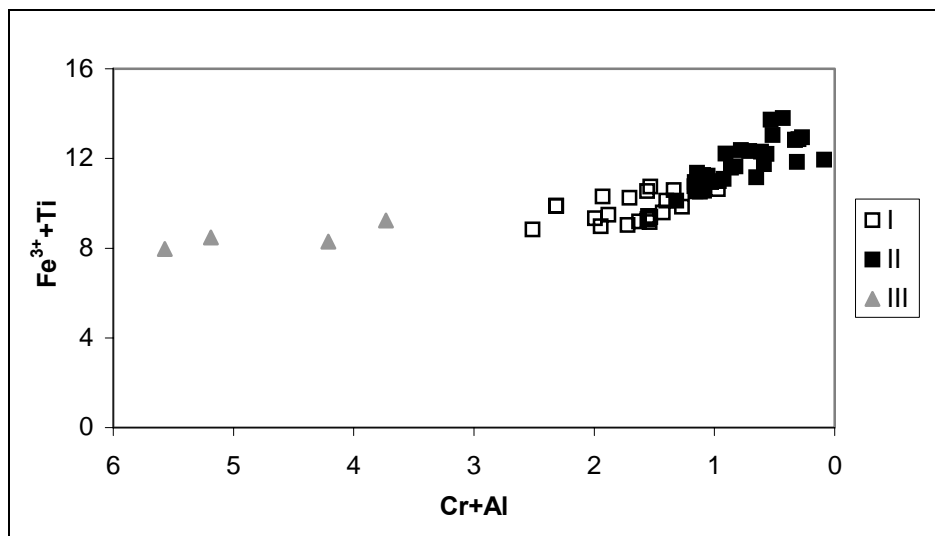


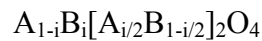
Figura 6.24 – Diagrama $Fe^{3+}+Ti$ versus $Cr+Al$ (puf) onde se evidencia o *gap* composicional das espinelas de Santo Antão.

Esta descontinuidade é normalmente atribuída à cristalização da clinopiroxena, que empobrece consideravelmente o líquido em Cr em condições de baixa fugacidade de oxigénio, conforme demonstrado por Irving and Frey [1984]. Contudo outros autores como Barnes and Roeder [2001] consideram a possibilidade deste *gap* composicional ser o reflexo do extenso *solvus* existente na solução sólida das espinelas (Mattioli and Wood [1988] e Nell and Wood [1989]). Os trabalhos desenvolvidos por Sack and Ghiorso [1991a,b] para

espinelas cromíferas, comprovam a existência de várias lacunas de miscibilidade entre os membros cromíferos, aluminosos e ferríferos.

6.3.2 Substituições químicas dominantes

O grupo das espinelas (*sensu lato*) é representado pela fórmula química geral AB_2O_4 , onde A representa os catiões divalentes e B os catiões trivalentes. Os aniões de oxigénio formam um arranjo cubico aproximado e os catiões distribuem-se por uma posição tetraédrica e duas posições octaédricas por fórmula unitária, de acordo com o seguinte esquema:



onde $A_{1-i}B_i$ corresponde à posição tetraédrica, $[A_{i/2}B_{1-i/2}]_2$ às posições octaédricas e i ao parâmetro de inversão. A espinela pode adoptar duas configurações ordenadas a baixa temperatura, a configuração normal onde $i=0$ e a configuração inversa onde $i=1$. A temperaturas elevadas, a distribuição dos catiões entre as posições referidas torna-se mais aleatória, podendo mesmo ser totalmente aleatória, situação esta que é definida por um valor de $i=2/3$. (Harrison *et al.* [1999]).

No caso das espinelas analisadas verificou-se que o tipo de configuração predominante é a inversa, já que soma do Fe^{2+} e Mg^{2+} apresenta valores superiores a 8 (de 9.29 a 13.02) o que significa que o Fe^{2+} não está restrito à posição tetraédrica, mas ocupa parcialmente a posição octaédrica (Mata [1996]).

Um grande número de óxidos, alguns sulfuretos e muitas substâncias artificiais cristalizam com a estrutura da espinela que é extremamente flexível em termos dos catiões que aceita (cerca de 30 elementos com valências desde +1 a +6) (Lindsley [1976]). No entanto na maioria das espinelas naturais os catiões Fe^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{3+} , Al^{3+} , Cr^{3+} e Ti^{4+} constituem cerca de 98 % da composição total destes minerais, enquanto que os catiões tipicamente presentes em menores quantidades incluem o Zn^{2+} , Mn^{2+} , V^{3+} , Ni^{2+} e Co^{2+} (Sack [1982]). A grande variedade composicional observada nos minerais deste grupo, advém da extensa substituição do Cr^{3+} , Al^{3+} , Fe^{3+} e Ti^{4+} nas posições octaédricas e do Mg^{2+} pelo Fe^{2+} nas posições tetraédricas (Sigurdsson and Schilling [1976]).

De maneira a identificar as substituições principais que se processam nas espinelas em estudo foram elaborados diversos diagramas de correlação entre os seus elementos. Nas figuras 6.25 e 6.26 podem ser visualizados aqueles que apresentam um grau de correlação

mais elevado e que são por isso os mais susceptíveis de corresponderem às substituições ocorridas.

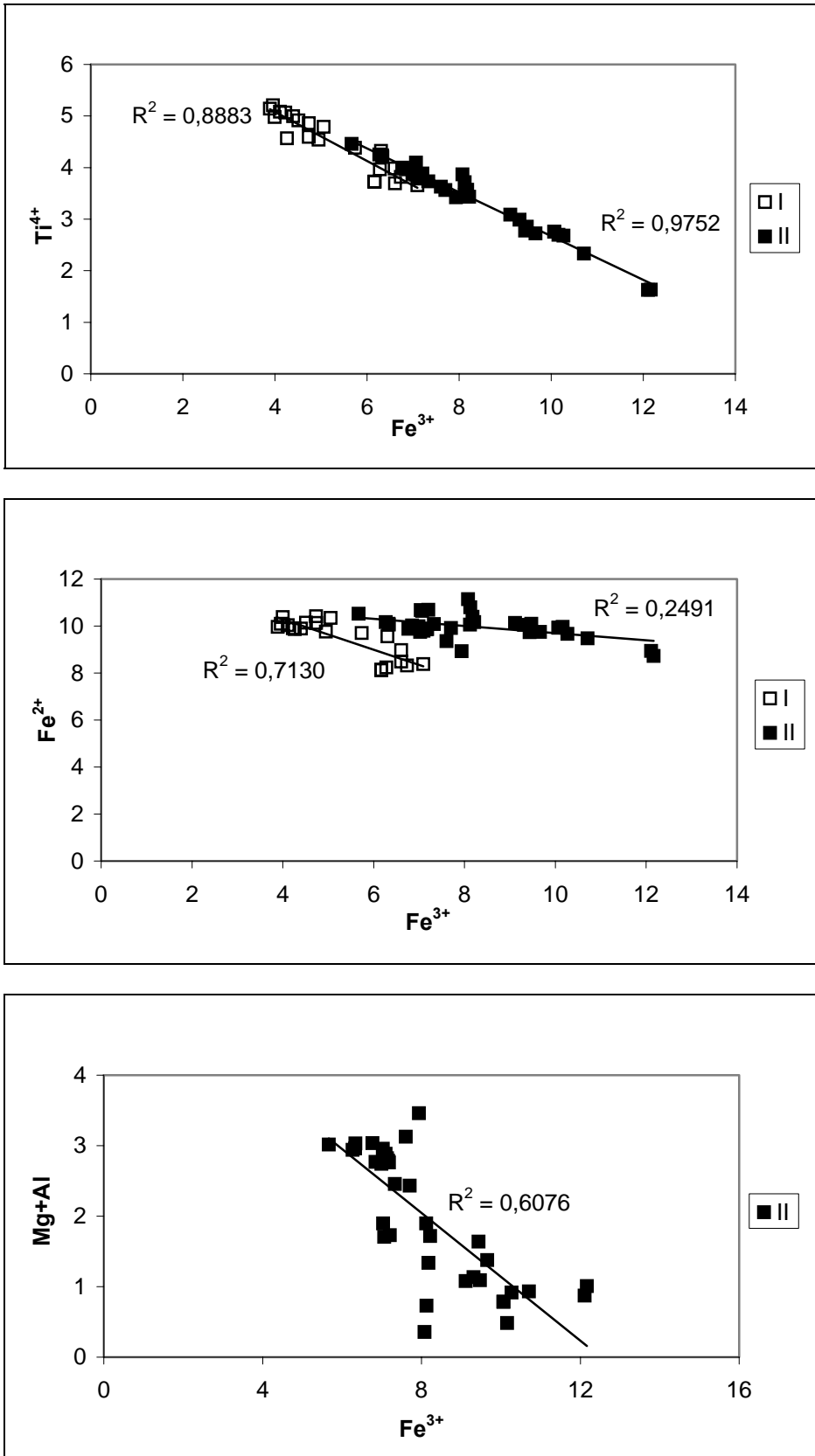


Figura 6.25 – Diagramas de correlação entre vários elementos (puf) para os grupos de espinelas (I e II).

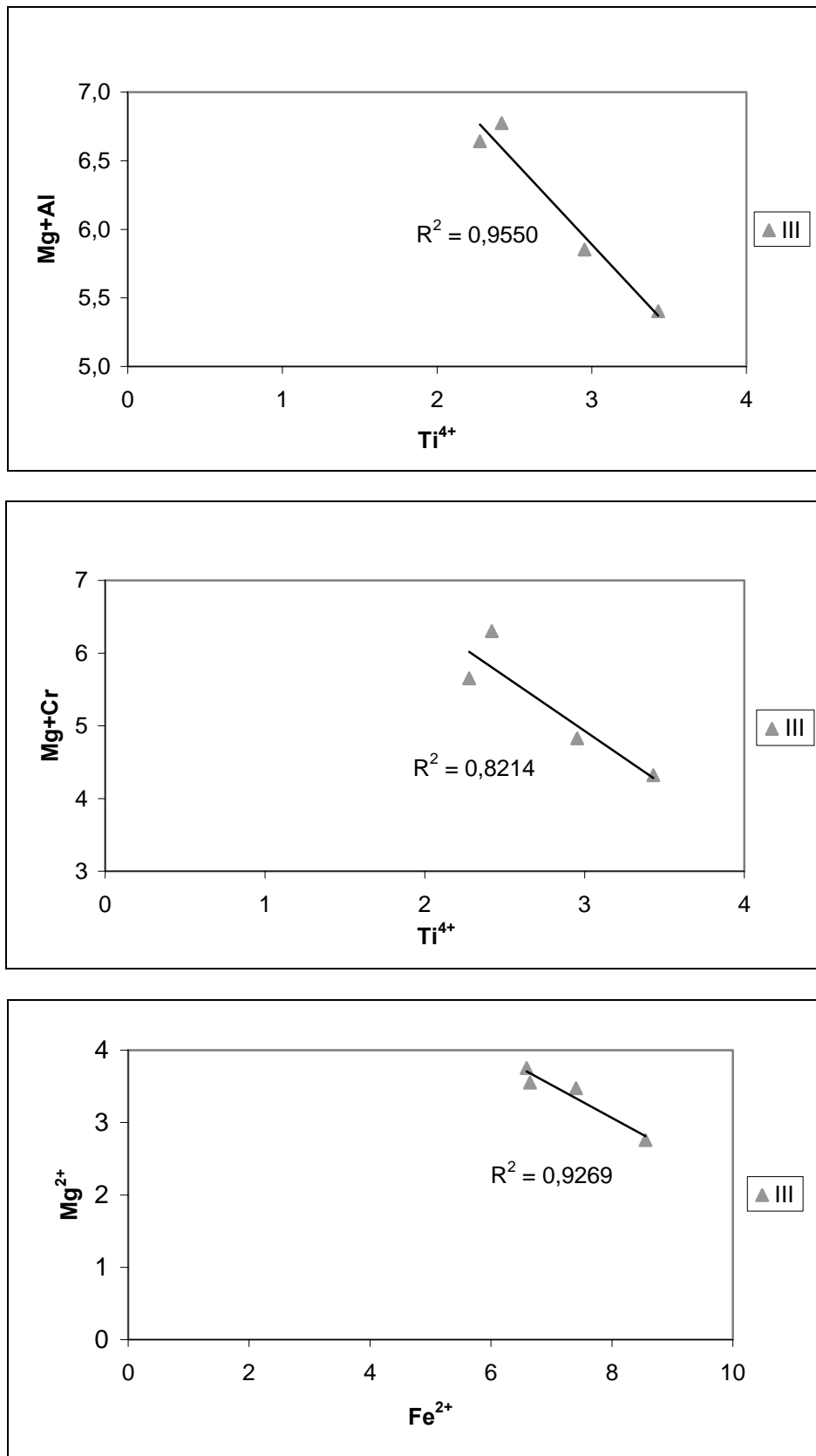


Figura 6.26 – Diagramas de correlação entre vários elementos (puf) para o grupo III.

Da observação destas figuras deduz-se que as substituições que têm lugar no grupo I (titanomagnetites), são a do Ti^{4+} pelo Fe^{3+} e a do Fe^{2+} pelo Fe^{3+} , no sentido ulvoespinelamagnetite, de acordo com a expressão $Fe^{2+}+Ti^{4+} \Leftrightarrow 2Fe^{3+}$. No grupo II a substituição do Ti^{4+} pelo Fe^{3+} está igualmente presente, juntamente com a do Fe^{2+} pelo Fe^{3+} (embora em pequena extensão) o que é indicativo da existência duma solução sólida do tipo ulvoespinelamagnetite. No entanto os elementos deste grupo são desviados deste campo (figura 6.21) pela substituição do Mg e Al pelo Fe^{3+} , que se exprime por uma correlação negativa entre estes elementos, sugerindo uma solução sólida entre o componente $MgAl_2O_4$ (espinela -*sensu stricto*) e a magnetite. Os diagramas do grupo III revelam a substituição do Mg+Al pelo Ti^{4+} , do Mg+Cr também pelo Ti^{4+} , simultaneamente com a do Mg pelo Fe^{2+} , sendo notório o enriquecimento em ulvoespinelamagnetite à custa dos componentes espinela (*sensu stricto*) e magnesiocromite ($MgCr_2O_4$). Estes dados apontam para a presença de uma solução sólida entre a ulvoespinelamagnetite e espinela (*sensu stricto*) e ulvoespinelamagnetite-magnesiocromite.

6.3.3 Determinação da temperatura de equilíbrio olivina-espinela

Baseados nos princípios termodinâmicos e em calibrações experimentais, vários autores têm proposto alguns geotermómetros apoiados em diferentes associações minerais, cujas composições são praticamente independentes da pressão (Amaro [1999]). Destes métodos geotermométricos, destacam-se aqueles que recorrem à associação olivina-espinela (*sensu lato*) (Fabriès [1979], Roeder *et al.* [1979], O'Neill and Wall [1987] e Balhaus and Green [1991]), pois os geotermómetros que incluem a ortopiroxena não podem aqui ser utilizados em virtude da ausência deste mineral nas lavas observadas. Deste modo foram calculadas as temperaturas para a associação olivina-espinela através do módulo GEOTUM2 do programa MAGMA-PT (Munhá [1992]) e os resultados obtidos encontram-se na tabela 6.12. Nos geotermómetros em que a pressão é requerida (embora tenha pouca influência no resultado final) considerou-se como sendo igual a 1 kb, dado que a observação petrográfica e a composição química nos indicam condições de baixa pressão.

Tabela 6.12 – Temperaturas de equilíbrio olivina³-espinela⁴ (em °C) obtidas pelos geotermómetros de Fabriès [1979]-F, Roeder *et al.*[1979]-R, O'Neill and Wall [1987]-O & W e Balhaus and Green [1991]-B & G.

Amostra	F	R	O & W	B & G
SA-1496	436	685	996	1241
SA-329	208	315	885	1250
SA-582	336	676	1037	1350
SA-744	260	311	746	943

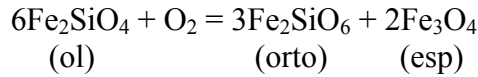
A partir da análise desta tabela verifica-se que os métodos geotermométricos utilizados produzem resultados muito diferentes, o método de Fabriès [1979] apresenta as temperaturas mais baixas, enquanto que o método de Balhaus and Green [1991] exhibe as temperaturas mais elevadas. Ao interpretar estes valores é necessário ter em conta a sensibilidade que alguns destes geotermómetros têm relativamente ao teor de Fe³⁺, já que nas espinelas em estudo é este o ião trivalente predominante. Dos geotermómetros utilizados, os que se encontram nestas condições são o de Fabriès [1979] e o de Roeder *et al.* [1979]. O método de Fabriès [1979] é mais sensível aos erros provenientes da determinação das proporções Fe³⁺/Fe²⁺ nas espinelas ricas em Fe³⁺, do que noutro tipo de espinelas. No geotermómetro de Roeder *et al.* [1979] a distribuição do Mg e Fe²⁺ entre a olivina e espinela ferrífera é relativamente insensível à temperatura, o que já não acontece com as espinelas cromíferas. Neste método a utilização de espinelas ricas em alumínio também não é recomendada, pois os valores tendem a ser mais elevados do que o normal. Relativamente aos restantes geotermómetros aparentemente o problema do Fe³⁺ não se coloca, pelo menos não há qualquer referência nesse sentido. No entanto o geotermómetro de O'Neill and Wall [1987] tende a subestimar o valor da temperatura com o decréscimo de X^{esp}_{Cr}, de acordo com Balhaus and Green [1991], mas é o único geotermómetro que tem em consideração o efeito do Ti nas espinelas. De maneira a ultrapassar este problema o geotermómetro de O'Neill and Wall [1987] foi corrigido por Balhaus and Green [1991], que produz de facto temperaturas mais elevadas. Do que acima foi exposto parece ser este o método que conduz a resultados mais fiáveis, sendo por isso os que podem corresponder com maior probabilidade às temperaturas de equilíbrio olivina-espinela das amostras em causa.

³ Os cristais de olivina utilizados são: 1496.N.F1, 329.N.MF1, 582.N.F3 e 744.N.XC2 (ver anexo II.1).

⁴ Os cristais de espinela utilizados são: 1496.IFOI, 329.IFOI, 582.IFOI e 744.IFOI (ver anexo II.3).

6.3.4 Cálculo da fugacidade de oxigénio

A inexistência de membros da solução sólida ilmenite-hematite não permite a utilização do método de Buddington and Lindsley [1964] na determinação das condições de fugacidade de oxigénio. Porém os geobarómetros de oxigénio que se baseiam na reacção:



podem aqui ser utilizados, mesmo na ausência da ortopiroxena, dado que o método de Balhaus and Green [1991] prevê nestas circunstâncias uma correcção final, que não ultrapassa geralmente os 0.2 unidades log. As fugacidades de oxigénio foram calculadas através do programa OXYBAR3-MAGMPT (Munhá [1992]), pelos métodos de O'Neill and Wall [1987], Mattioli and Wood [1988], Nell and Wood [1991] e Balhaus and Green [1991]. As temperaturas empregues são as determinadas pelo geotermómetro de Balhaus and Green [1991] e a pressão assumida é de 1 kb. As fugacidades calculadas podem ser visualizadas na tabela 6.13 e também na figura 6.27 onde são apresentadas relativamente ao tampão QFM (quartzo-magnetite-faialite), cuja equação foi formulada por Eugster and Wones [1962] e que é dada por $\log f_{\text{O}_2} = 10.30 - 27300/T$, onde T corresponde à temperatura (°K).

Tabela 6.13 – Valores de fugacidade de oxigénio (obtidos pelo método de O'Neill and Wall [1987]-O & W, Mattioli and Wood [1988]-M & W, Nell and Wood [1991]-N & W e Balhaus and Green [1991]-B & G) em função da temperatura.

Amostra ⁵	O & W	M & W	N & W	B & G
SA-1496	-10,34	-7,26	-9,62	-8,04
SA-329	-12,65	-10,64	-12,29	-9,51
SA-582	-9,77	-6,14	-9,08	-7,24
SA-744	-13,66	-10,27	-13,10	-11,20

⁵ Os cristais de olivina e espinela utilizados são os mesmos referidos na tabela 6.12.

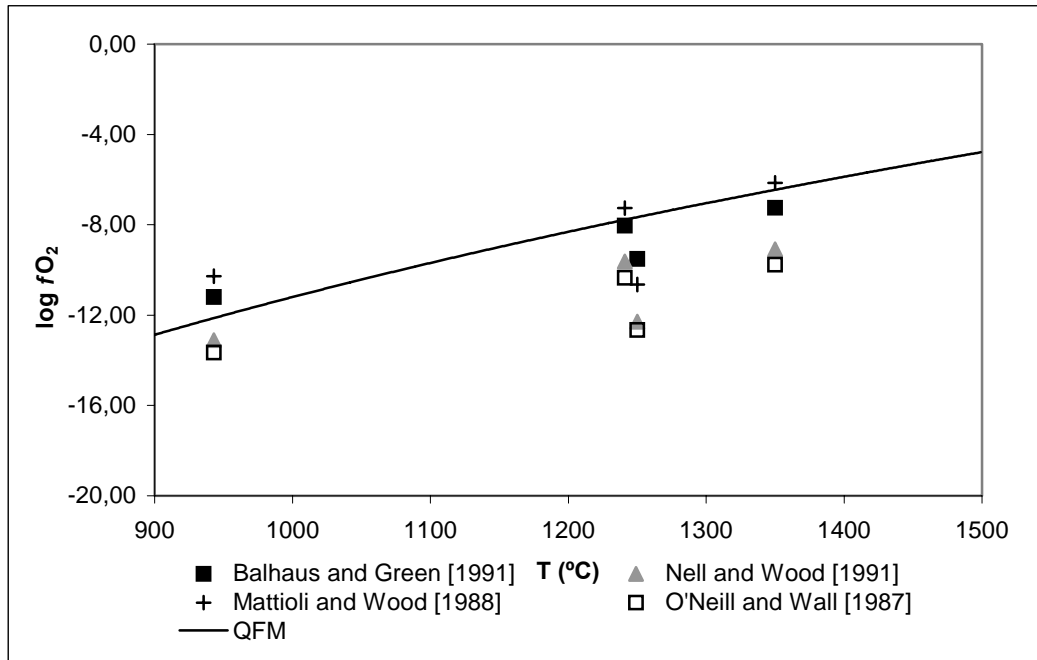


Figura 6.27 – Projecção dos valores de $\log fO_2$ versus temperatura relativamente à curva tampão QFM.

Relativamente aos resultados obtidos pelos diferentes métodos, é possível verificar que os métodos que originam os valores mais baixos de $\log fO_2$ são o de O'Neill and Wall [1987] e o de Nell and Wood [1991]. Segundo Balhaus *et al.* [1990] o primeiro método subestima as fugacidades de oxigénio em 0.5 a 1.0 unidades log abaixo da referência QFM e 1.5 a fugacidades mais elevadas. De acordo com os próprios autores do método, esta situação já estava prevista no caso do valor de $X_{Fe^{3+}}$ ser demasiado baixo, o que pode acontecer quando os constituintes menores (Si, V, Ni, Mn, entre outros) não são analisados. No entanto, este método apresenta uma vantagem relativamente ao de Balhaus and Green [1991], que reside no facto de ser praticamente insensível à temperatura, já que um erro de ± 100 °C produz um erro inferior a ± 0.2 unidades log, ao contrário do método de Balhaus and Green [1991] cujos resultados são menos fiáveis a temperaturas inferiores a 800°C (o que neste caso não constitui problema, dado que as temperaturas envolvidas neste cálculo são superiores a este valor). No que diz respeito ao método de Mattioli and Wood [1988], Balhaus *et al.* [1990] consideram que este método tem uma aplicação restrita (apenas quando $X_{Cr}^{esp} \leq 0.4$), que é muito sensível a pequenas variações de Fe^{3+} e que tem uma correcção deficiente para a interacção Cr-Al. Desta forma, conclui-se que as metodologias adoptadas por Balhaus and Green [1991] e Nell and Wood [1991] serão as mais fiáveis na situação presente. Os valores de $\log fO_2$ obtidos por estas metodologias, projectam-se abaixo da linha definida pelo tampão QFM, o que sugere condições de baixa fugacidade de oxigénio. Como três das amostras para as quais se

determinou este parâmetro, constituem na sua maioria o grupo III, pode-se inferir que este grupo terá cristalizado sob condições de baixa fugacidade de oxigénio.

Apesar de não se poder calcular a fugacidade de oxigénio para os restantes grupos, pode-se fazer uma estimativa com base no comportamento das espinelas durante a diferenciação magmática. A partir da análise das figuras 6.23 e 6.28, deduz-se que os processos de diferenciação conduziram a uma diminuição da magnetite (representada pela diminuição da razão Fe^{3+}/Fe^{2+}) em favor da ulvoespinela nos grupos I e III, verificando-se uma tendência inversa nas espinelas do grupo II, ou seja uma diminuição da ulvoespinela em favor da magnetite. Estes factos levam-nos a supor que a cristalização dos óxidos dos grupos I e III se terá processado em condições de baixa fugacidade de oxigénio, enquanto que a cristalização dos óxidos do grupos II, terá ocorrido sob condições de fugacidade de oxigénio mais elevadas. Uma vez que o grupo I e III correspondem a estádios mais precoces da evolução e o grupo II a um estágio mais tardio, depreende-se que tenha havido um aumento da fugacidade do oxigénio com o decorrer da diferenciação magmática.

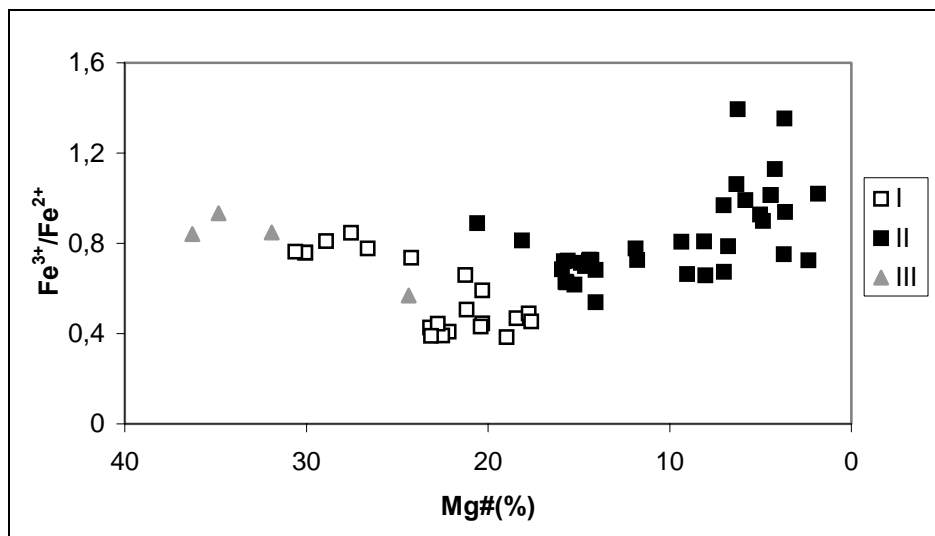


Figura 6.28 – Relação do índice de evolução magmática (Mg#) com a razão Fe^{3+}/Fe^{2+} (puf) nos três grupos de espinelas (I, II e III).

6.4 Feldspatos

6.4.1 Características gerais e classificação

Embora os feldspatos estejam representados em todas as seqüências estudadas, a sua presença é circunscrita apenas a algumas amostras (Anexo I), onde ocorrem principalmente na matriz e menos frequentemente na geração fenocristalina. A reduzida dimensão apresentada pelos cristais da matriz, impede na maioria das vezes qualquer identificação petrográfica ou química, o que limitou o número de análises químicas efectuadas.

As análises realizadas (amostras SA-1497 e SA-1514) permitem distinguir dois grupos de feldspatos: a série das plagioclases e a série dos feldspatos alcalinos. As plagioclases analisadas classificam-se maioritariamente como andesinas e excepcionalmente como oligoclases, enquanto que os feldspatos alcalinos se projectam no campo das anortoclases (figura 6.29).

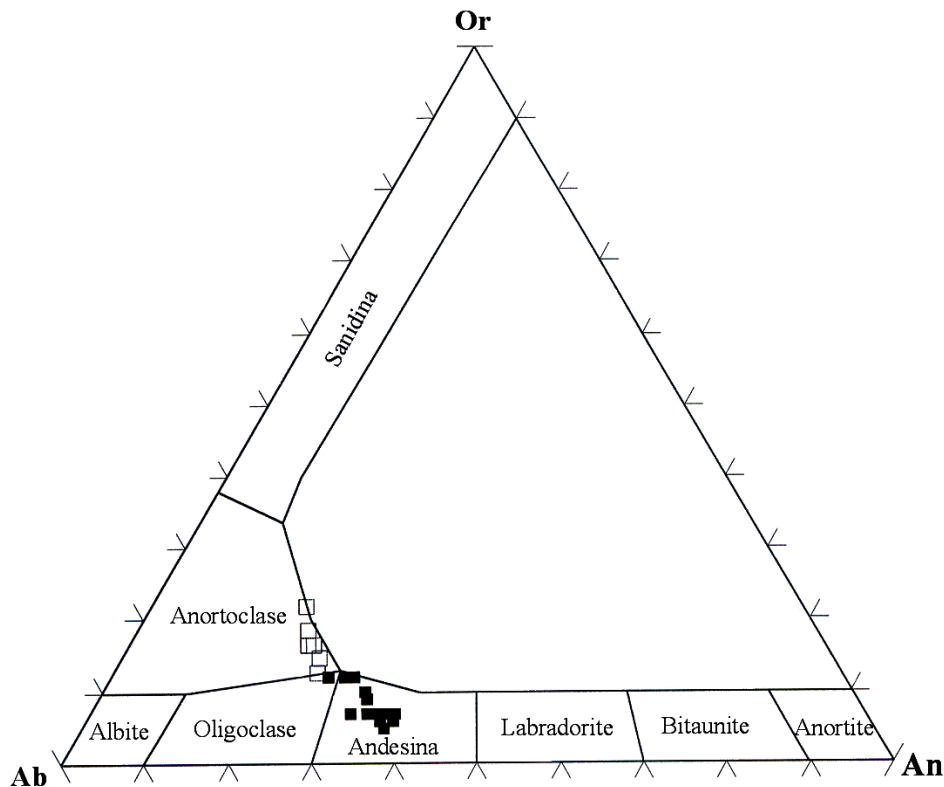


Figura 6.29 – Diagrama de classificação dos feldspatos de Santo Antão, segundo Deer *et al.* [1981]. ■ Plagioclases □ Feldspatos alcalinos.

Uma característica importante nestes dois grupos de feldspatos é a presença de SrO e BaO em quantidades significativas: nas plagioclases o SrO ronda em média os 2.07 % e o BaO os 0.63 %, enquanto que nos feldspatos alcalinos estes elementos atingem valores mais altos, em média 2.86 para o SrO e 1.60 para o BaO. Estes valores apesar de elevados não são de estranhar, já que as análises de rocha total (Anexo III) mostram um enriquecimento marcado nestes elementos que pode atingir 2207 ppm no caso do Ba e 3005 ppm no caso do Sr. Valores semelhantes são também assinalados por Litvinosky *et al.* [2002] para o complexo de Oshurkovo, cujas rochas revelam características isotópicas de fontes mantélicas metassomatizadas.

6.4.2 Substituições químicas dominantes

Os feldspatos alcalinos são geralmente representados pela fórmula $(K,Na)[AlSi_3O_8]$ e as plagioclases como termos intermédios entre os extremos $Na[AlSi_3O_8]$ e $Ca[Al_2Si_2O_8]$. No entanto, outros elementos químicos para além destes podem estar presentes, embora em pequenas quantidades. Tal é o caso do Fe^{3+} que substitui o Al^{3+} , do Ba^{2+} que substitui normalmente o K^+ e do Sr^{2+} , Mg^{2+} e Mn^{2+} que substituem o Ca^{2+} (Deer *et al.* [1981]).

A figura 6.30 indica-nos a importância da substituição do Si^{4+} pelo Al^{3+} em ambos os grupos de feldspatos, que se manifesta pelo elevado grau de correlação (R^2) existente entre estes dois elementos.

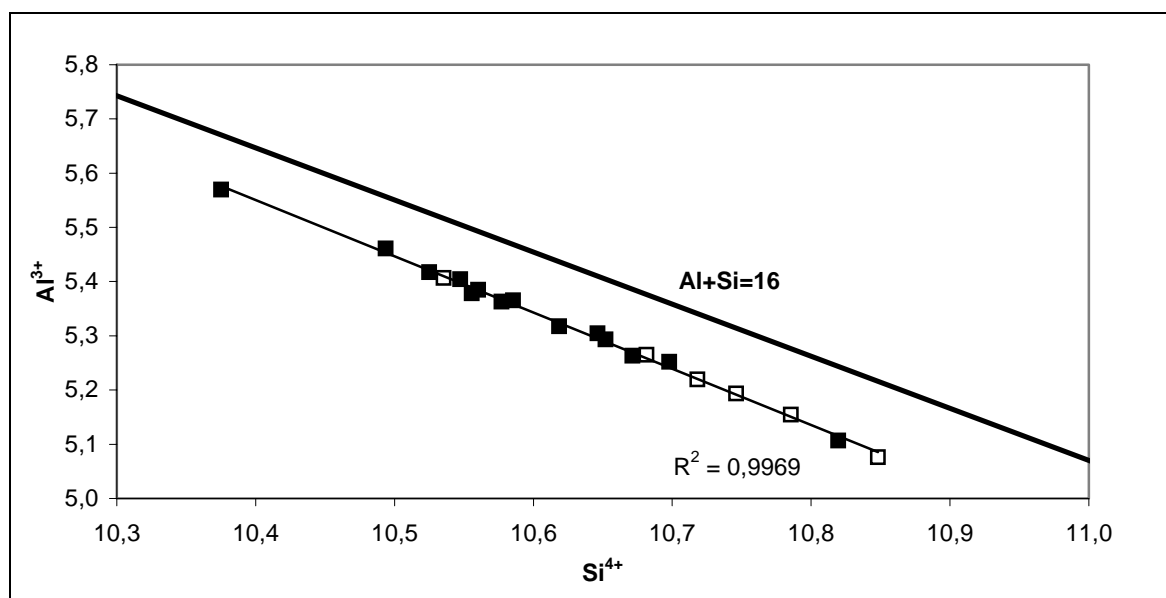


Figura 6.30 – Relação do Si^{4+} com o Al^{3+} (puf) nos dois grupos de feldspatos (■ Plagioclases □ Feldspatos alcalinos). R^2 -grau de correlação.

A projecção da totalidade dos pontos abaixo da linha $Al+Si=16$ na mesma figura, revela-nos que a posição tetraédrica está também ocupada pelo Fe^{3+} , que no grupo dos feldspatos alcalinos se encontra a substituir o Al^{3+} (figura 6.31).

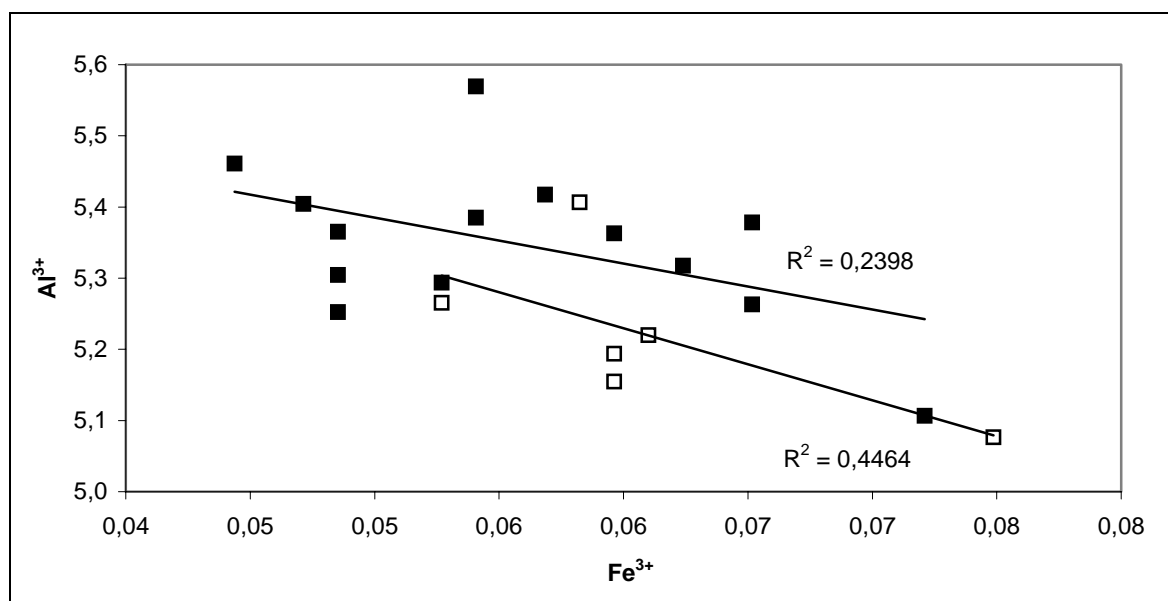


Figura 6.31 – Importância da substituição do Al^{3+} pelo Fe^{3+} nos feldspatos alcalinos, traduzida pelo grau de correlação (R^2) moderadamente elevado neste grupo (■ Plagioclases □ Feldspatos alcalinos).

A deficiência de cargas (-1) produzida pela substituição do Si^{4+} pelo Al^{3+} é compensada pela substituição do K^+ pelo Ca^{2+} em ambos os grupos de feldspatos (figura 6.32.A) e em menor extensão pela substituição do Na^+ pelo Ba^{2+} (apenas nos feldspatos alcalinos-figura 6.32.B) que conduzem a um excesso de carga (+1). A substituição do Ca^{2+} pelo Sr^{2+} também está presente, mas apenas de forma significativa nas plagioclases (figura 6.32.C). Outro elemento químico que substitui o Ca^{2+} é o Ba^{2+} , tanto nos feldspatos alcalinos como nas plagioclases (figura 6.32.D).

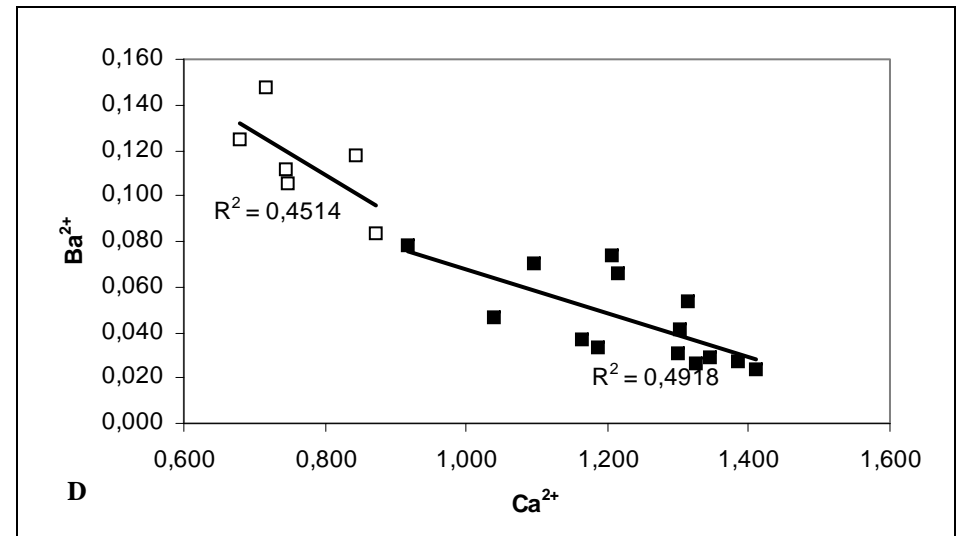
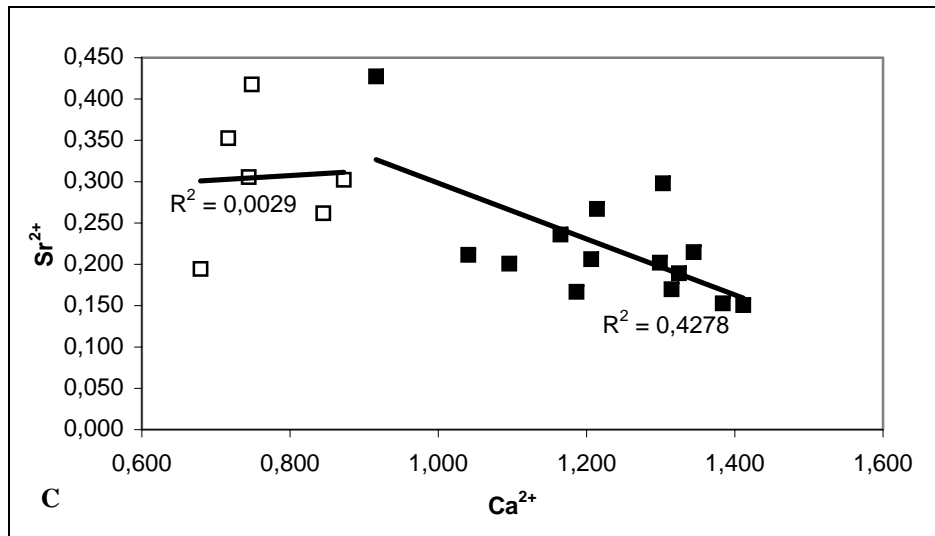
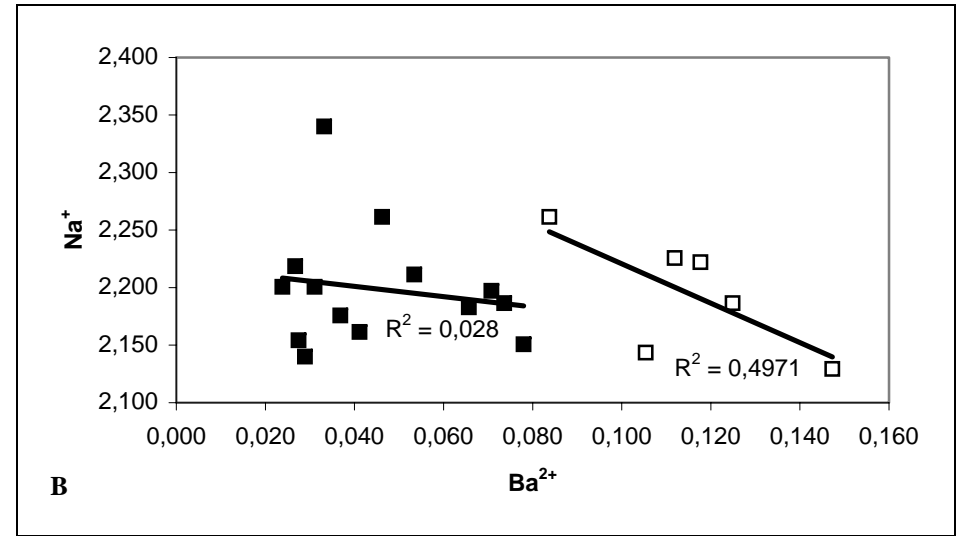
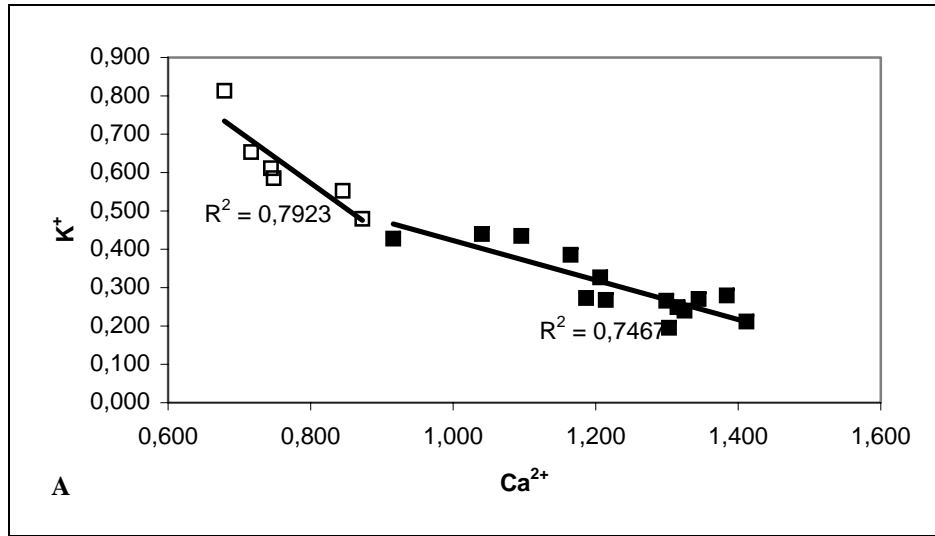


Figura 6.32 –Grau de correlação (R^2) existente entre vários elementos químicos (puf) constituintes dos dois grupos feldspatos (■ Plagioclases □ Feldspatos alcalinos).

6.5 Feldspatóides

Uma das características relevantes das lavas recentes de Santo Antão, é a presença significativa de feldspatóides que incluem a hauyna, a leucite e a nefelina (Anexo I). A hauyna é sem dúvida o mais abundante e ao contrário do que acontece com os restantes feldspatóides, o seu modo de ocorrência não se restringe à matriz, mas ocorre frequentemente na geração fenocristalina, onde pode atingir dimensões máximas na ordem dos 2 mm.

Neste capítulo dá-se particular ênfase à hauyna, que para além de ser o feldspatóide mais abundante, é aquele cujas análises obtidas apresentam totais considerados aceitáveis. As numerosas inclusões de piroxena presentes na leucite e a reduzida dimensão da nefelina impediram na maior parte das vezes a obtenção de resultados viáveis, pelo que não é possível fazer uma abordagem relativamente a estes feldspatóides.

A hauyna pertence ao grupo da sodalite, que abrange para além destes dois minerais, a noseana, a “hackmanite” (uma variedade fluorescente da sodalite) e a lazurite (uma variedade de hauyna rica de enxofre). Estes minerais ocorrem quase exclusivamente em rochas ígneas alcalinas e subsaturadas. No entanto a lazurite e ocasionalmente a sodalite, podem ocorrer em calcários metassomatizados. A noseana e a hauyna ocorrem tipicamente em rochas vulcânicas, enquanto a sodalite e a “hackmanite” ocorrem em rochas plutónicas. (Hassan e Grundy [1989a]).

A estrutura dos minerais do grupo da sodalite, é formada por quatro anéis de tetraedros de AlO_4 e SiO_4 na proporção de 1:1 paralelos a $\{100\}$, que se encontram ligados a seis anéis paralelos a $\{100\}$. Este tipo de estrutura produz cavidades cubo octaédricas, que acomodam uma grande variedade de catiões e aniões intersticiais, como o Cl que está em coordenação tetraédrica com o Na. Na noseana e na hauyna o Cl pode ser substituído pelo $(\text{SO}_4)^{2-}$, enquanto que a substituição do Na pelo Ca apenas adquire significado na hauyna. (Hassan e Grundy [1991]).

Os cristais de hauyna observados podem ser incolores ou azuis, exibindo por vezes um zonamento que se caracteriza pela passagem gradual de tonalidades azuladas a incolores, do bordo para o núcleo e vice-versa. Esta coloração azulada tem sido atribuída à maior proporção de SO_3 (Deer *et al.* [1981] e Pacheco [1969]) e aos restantes complexos de enxofre, como o SO_4^- e S_2^- (Henn e Bank [1990]).

As fórmulas gerais propostas por Taylor [1967] para a noseana pura e para a série noseana-hauyna são respectivamente $\text{Na}_8[\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}]\text{SO}_4.n\text{H}_2\text{O}$ e $(\text{Na}_{5-8}\text{K}_{0-1}\text{Ca}_{0-2}\square_{0-1})_8[\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}](\text{SO}_4)_{1-2}.n\text{H}_2\text{O}$, onde \square denota os vazios nas posições catiónicas. Existe uma solução sólida entre a noseana e a hauyna a 600°C e 1000 bars (Van Peteghem e Burley [1963]), contudo estudos de microscopia electrónica de transmissão indicam que esta solução sólida pode ser limitada (Hassan e Grundy [1989b]).

Utilizando os critérios químicos de Taylor [1967] para a distinção dos minerais do grupo da sodalite, constata-se que os minerais analisados correspondem a hauynas ($\text{Cl} < 1,5\%$, $\text{SO}_3 > 6\%$ e $\text{CaO} = 4,5-11\%$). Porém se recorrermos ao diagrama de classificação de Lessing e Grout [1971], 3 dos pontos projectados caem no campo da noseana (figura 6.33).

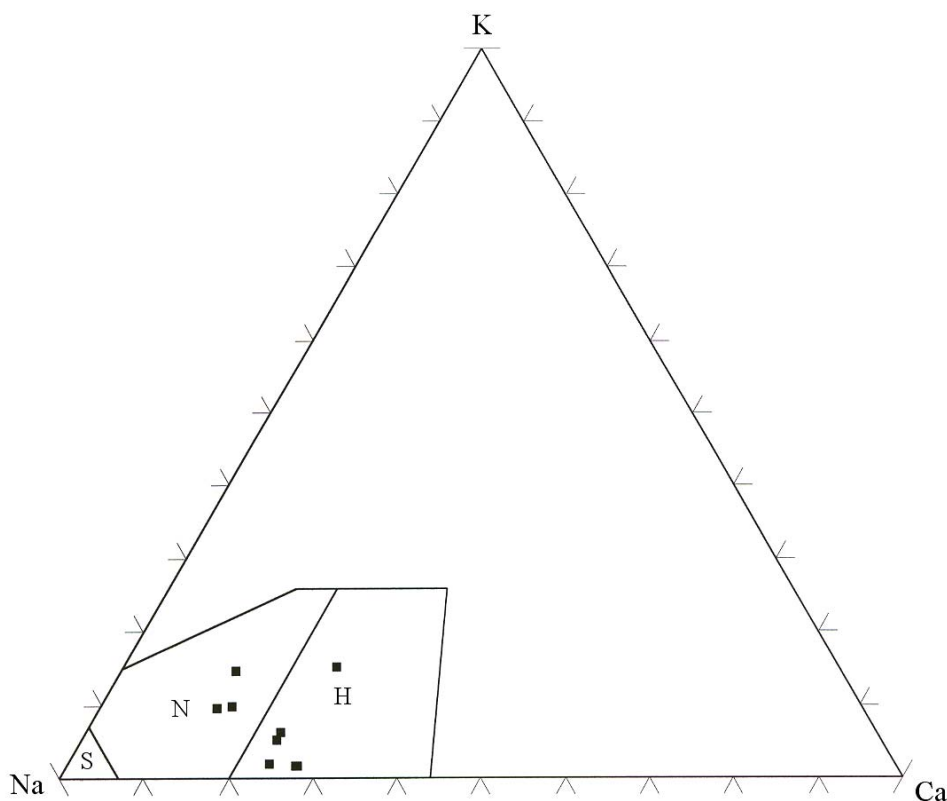


Figura 6.33 – Classificação de Lessing e Grout [1971], para os minerais do grupo da sodalite pertencentes às lavas recentes de Santo Antão. S (sodalite), N (noseana) e H (hauyna).

A estabilidade da hauyna depende de vários factores tais como a fugacidade de oxigénio, pressão, temperatura e teor de enxofre. Este mineral foi observado apenas em condições oxidantes, sendo favorecido por baixas pressões (para uma determinada temperatura) e pela adição de enxofre ao sistema. (Berndt *et al.* [2001]).

7. Geoquímica da rocha total

Este capítulo foi elaborado com base nas análises químicas de rocha total apresentadas no anexo III, obtidas a partir de amostras recolhidas por investigadores do Centro de Geologia do Instituto de Investigação Científica Tropical e do Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, no âmbito de trabalhos realizados com vista à execução da “Carta Geológica da ilha de Santo Antão à escala 1/25000”.

Foram seleccionadas para este trabalho, amostras provenientes do “Depósito Pomítico de Cão Grande” (SA-892) e da “Formação Eruptiva do Tope de Coroa”, que como referido anteriormente (ponto 3.2.2) corresponde à unidade mais recente assinalada na ilha. Na tabela 4.1 (capítulo 4) é possível visualizar a distribuição das amostras pelas três sequências desta unidade e pelos respectivos materiais vulcânicos.

As amostras seleccionadas para análise, foram submetidas a vários processos laboratoriais, de modo a assumirem uma dimensão final próxima dos 300 mesh, tendo sido posteriormente enviadas para os “Actlabs” (Activation Laboratories) para serem analisadas. As análises químicas dos elementos maiores foram obtidas pelo método ICP (“Inductively coupled plasma emission spectrometry”), enquanto que as dos elementos traço (incluindo as terras raras) foram determinadas pelo ICP-MS (“Inductively coupled plasma emission mass spectrometry”).

Neste capítulo pretende-se fazer uma caracterização da(s) fonte(s) mantélica(s) nas diferentes sequências a que pertencem as lavas em estudo, bem como dos processos que contribuíram para a produção do espectro composicional observado.

7.1 Características gerais

As amostras em estudo correspondem a rochas alcalinas, fortemente subsaturadas e com teores de sílica compreendidos entre 38 % e 52 %, o que permite considerá-las como básicas e ultrabásicas (figura 7.1).

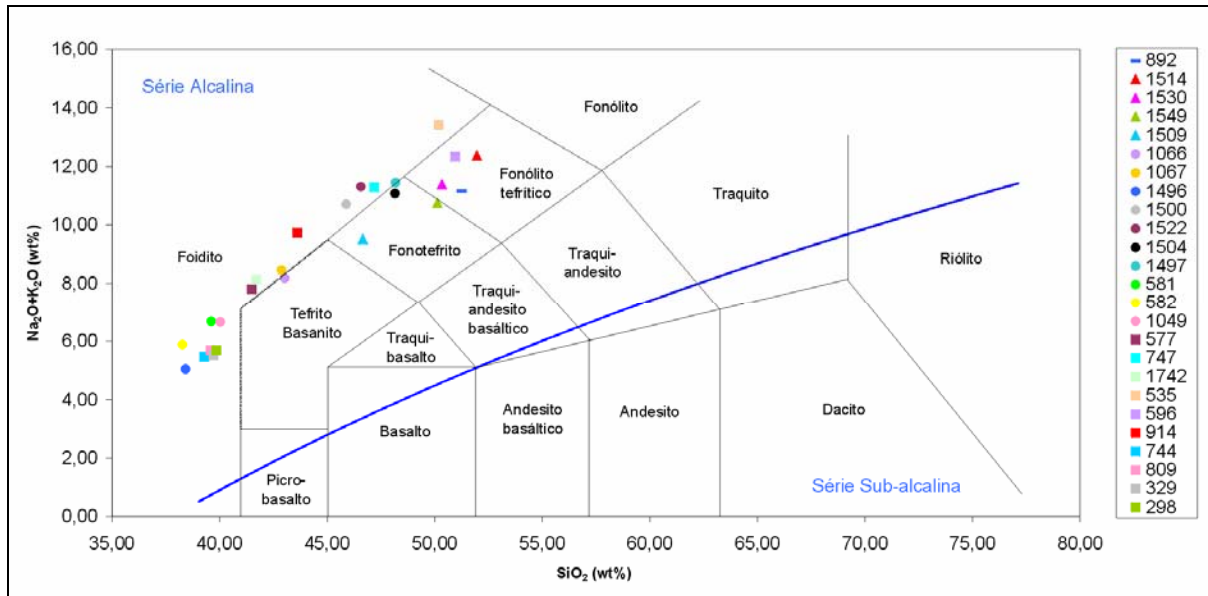


Figura 7.1 - Diagrama TAS de Le Bas *et al.* [1986], onde se evidencia o carácter alcalino e subsaturado das amostras analisadas. A discriminação entre a série alcalina e sub-alcalina é feita através da linha de cor azul por Irvine and Baragar [1971]¹. A Sequência Antiga está representada por triângulos, a Sequência Intermédia por círculos, a Sequência Superior por quadrados e o “Depósito Pomítico de Cão Grande” pela amostra 892.

O carácter alcalino, embora mais pronunciado nas ilhas do Sul (Doucelance *et al.* [2003]), está presente em todo o arquipélago e nas lavas recentes de Santo Antão é determinado principalmente pelo K_2O (figura 7.2). O carácter subsaturado, está expresso na figura anterior pela projecção da maioria das amostras no campo dos foiditos e traduz-se petrograficamente por uma grande abundância de diversos feldspatóides (capítulo 4).

Apesar dos baixos valores de SiO_2 referidos, as amostras analisadas são bastante evoluídas, pois afastam-se significativamente dos critérios definidos por Wilson [1989] para os magmas primários². Um magma primário caracteriza-se de acordo com este autor, por valores de $Mg\# >75\%$, $Ni >400$ ppm e $Cr >1000$ ppm. Nas amostras de Santo Antão, o $Mg\#$ varia entre os 13% e os 53%, o Ni entre os 0 ppm e os 252 ppm e o Cr entre os 0 ppm e os 434 ppm. No entanto, podem ser identificadas as amostras que mais se aproximam dos

¹ Rickwood [1989] apresenta uma compilação de várias linhas que discriminam estes dois campos. Foi escolhida a de Irvine and Baragar [1971] por ser baseada em amostras provenientes dum maior número de áreas.

² Segundo Wilson [1989] um magma primário é aquele cuja composição química não foi substancialmente modificada por processos de diferenciação magmática.

valores acima mencionados e que são por isso consideradas como as mais primitivas (tabela 7.1).

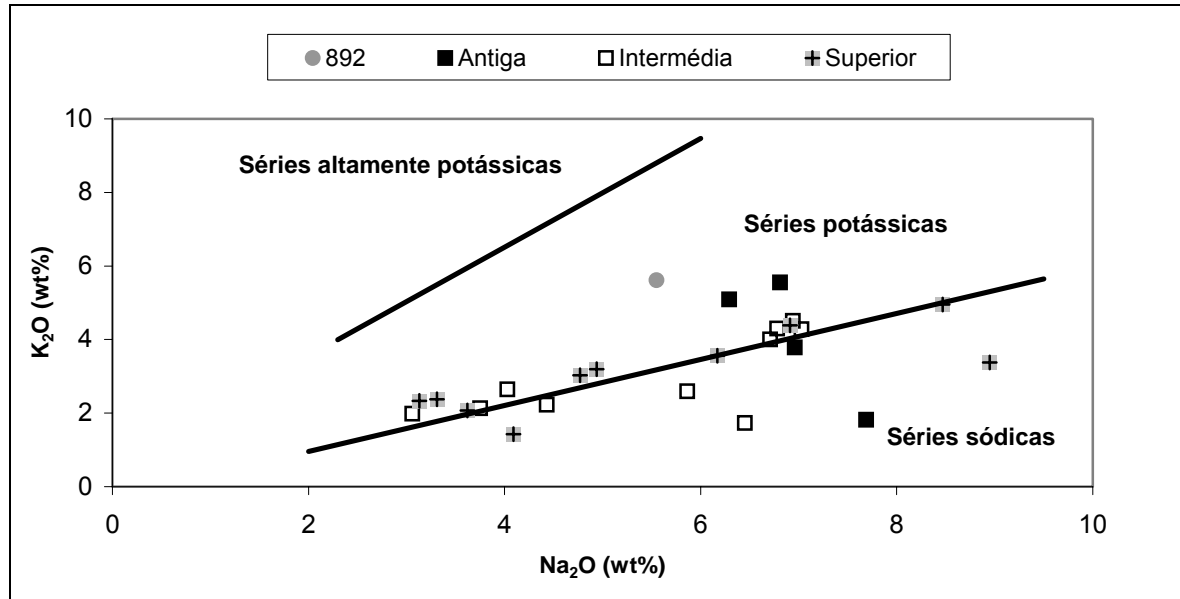


Figura 7.2 – Diagrama Na₂O versus K₂O (Middlemost [1975]) para a amostra 892 (“Depósito Pomítico de Cão Grande”) e para as amostras das três sequências da “Formação Eruptiva do Tope de Coroa”.

Tabela 7.1 – Valores de Mg#, Ni e Cr (em ppm) para as amostras mais primitivas dentro das lavas observadas.

Sequência	Amostra	Mg#	Ni	Cr
Intermédia	SA-1496	0,53	252	293
	SA-581	0,41	49	46
	SA-582	0,41	86	70
Superior	SA-744	0.51	194	255
	SA-809	0.50	184	223
	SA-329	0.51	186	246
	SA-298	0.50	190	282

7.2 Factores condicionantes da composição química das rochas ígneas

Dos vários factores que condicionam a composição química das rochas ígneas, são a geoquímica e a mineralogia da fonte mantélica, que exercem um papel determinante na composição do magma, bem como o tipo e grau de fusão parcial. Porém, após a segregação o magma é ainda sujeito a modificações significativas durante a sua ascensão à superfície, produzidas por vários processos magmáticos, entre os quais se destacam a cristalização fraccionada, a mistura de magmas (já mencionada no ponto 6.2), a assimilação e a contaminação. (Rollinson [1993]). Na situação geodinâmica de Cabo Verde, tal como reportado por Mata [1996] para a ilha da Madeira, os processos de contaminação não adquirem a relevância típica das províncias continentais. Ao contrário do verificado nestes

ambientes, os magmas em ascensão atravessam rochas crustais com temperaturas *solidus* não significativamente inferiores às suas e já no seu trajecto no interior do aparelho vulcânico, normalmente não interagem com sedimentos marinhos.

7.2.1 Composição química e mineralógica da fonte mantélica

Os elementos que nos podem dar mais informações acerca da composição química da fonte mantélica são os incompatíveis, que durante os processos de fusão parcial e cristalização fraccionada se concentram no liquido em detrimento das fases cristalinas. Estes elementos são normalmente divididos em dois grupos, em função do seu potencial iónico: os HFS que são catiões de carga elevada, de pequena dimensão e com potencial iónico superior a 2.0 (Sc, Y, Th, U, Pb, Zr, Hf, Ti, Nb e Ta) e os LILE que correspondem a catiões de carga reduzida, com grande dimensão e com potencial iónico inferior a 2.0 (Cs, Rb, K, Ba, Sr, Eu e Pb). As concentrações dos LILE dependem do comportamento da fase fluída, enquanto que as concentrações dos HFS são controladas pela química da fonte e pelos processos que ocorrem durante a evolução magmática. (Rollinson [1993]). No diagrama da figura 7.3 podem ser visualizadas as concentrações destes dois grupos de elementos incompatíveis, mas apenas para as amostras mais primitivas, que pela sua composição se encontram mais próximas dos magmas primários.

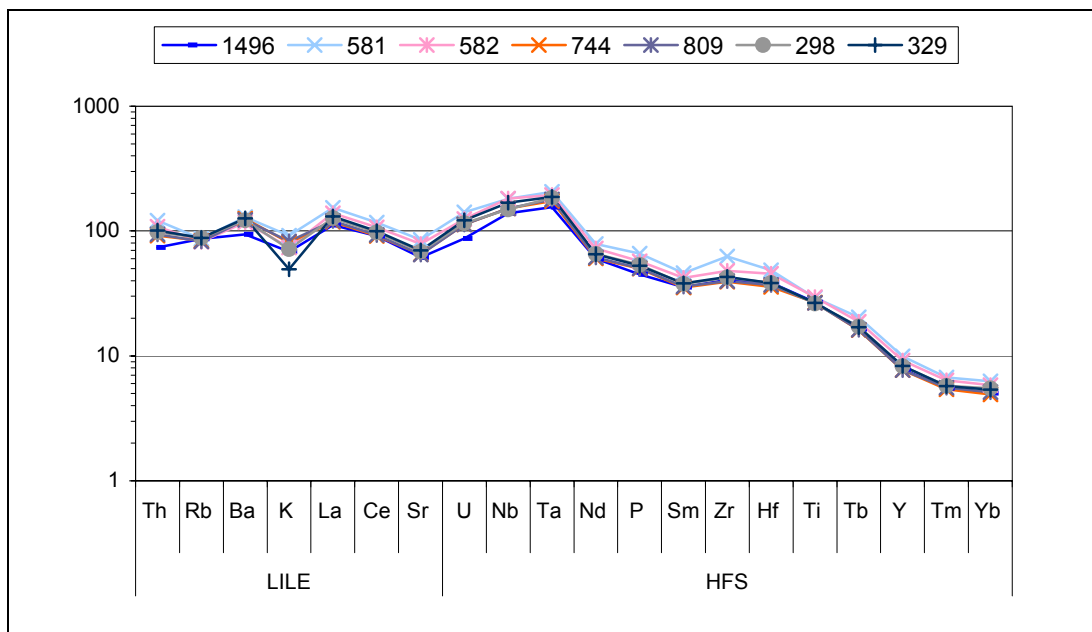


Figura 7.3 – Concentrações dos elementos incompatíveis das amostras mais primitivas, normalizadas relativamente aos valores do manto primordial definidos por McDonough and Sun [1995]. A disposição dos elementos é a de Saunders and Tarney [1984] e é feita por grau crescente de compatibilidade da esquerda para a direita em cada grupo (LILE e HFS).

Após a observação da figura anterior, verifica-se que as amostras primitivas se apresentam enriquecidas relativamente ao manto primordial, até cerca de 200 vezes. Este enriquecimento é tanto mais importante quanto maior a incompatibilidade do elemento, o que se traduz por elevadas razões $(Th/Sr)_N=1,21-1,44$ (LILE) e $(U/Yb)_N=17,26-22,59$ (HFS). Em geral os elementos menos incompatíveis (dispostos no lado direito de cada grupo), devem ser menos enriquecidos no magma durante a fusão parcial, induzindo uma elevação das curvas para a esquerda dos diagramas, que pode ser acentuada pela cristalização fraccionada (Wilson [1989]).

O padrão dos LILE evidencia anomalias negativas no Rb, K e Sr (sendo a anomalia do K mais pronunciada) e anomalia positiva no Ba, o que é consistente com a existência de flogopite residual, assumindo $D_{K,Rb}^{flo} > D_{Ba}^{flo}$ (Gerlach *et al.* [1988]). Por outro lado, Davies *et al.* [1989] sugerem uma anfíbola (richterite potássica) como a fase residual mais provável nestas condições e outros autores (Doucelance *et al.* [2003]) admitem a existência de ambas as fases.

Os HFS mais incompatíveis (Nb e Ta), mostram-se enriquecidos em relação aos restantes HFS e também a todos os LILE, sendo por isso considerados como os elementos mais enriquecidos de todo o padrão. O enriquecimento em Nb e Ta é uma característica marcante da intervenção do componente HIMU na fonte mantélica (Weaver [1991]) e de acordo com este autor, os magmas alcalinos são os únicos a evidenciarem este tipo de enriquecimento. Os HFS mais compatíveis (Y, Tm e Yb) revelam-se empobrecidos face aos outros elementos do padrão, o que é sintomático da existência de granada na fonte, já que os coeficientes de partição para este mineral são elevados: $D_Y=9$ e $D_{Yb}=35-60$ (Rollinson [1993]).

Na figura 7.4 está representado o padrão das REE para as amostras mais primitivas, que é controlado não só pela química da fonte, mas também pelos diversos mecanismos que têm lugar no decurso da evolução magmática (Rollinson [1993]). A utilidade das REE na modelação petrogenética reside no facto dos valores dos seus coeficientes de partição variarem em função do número atómico (alguns por várias ordens de grandeza) e diferirem significativamente dum mineral para outro. (McKay [1989]).

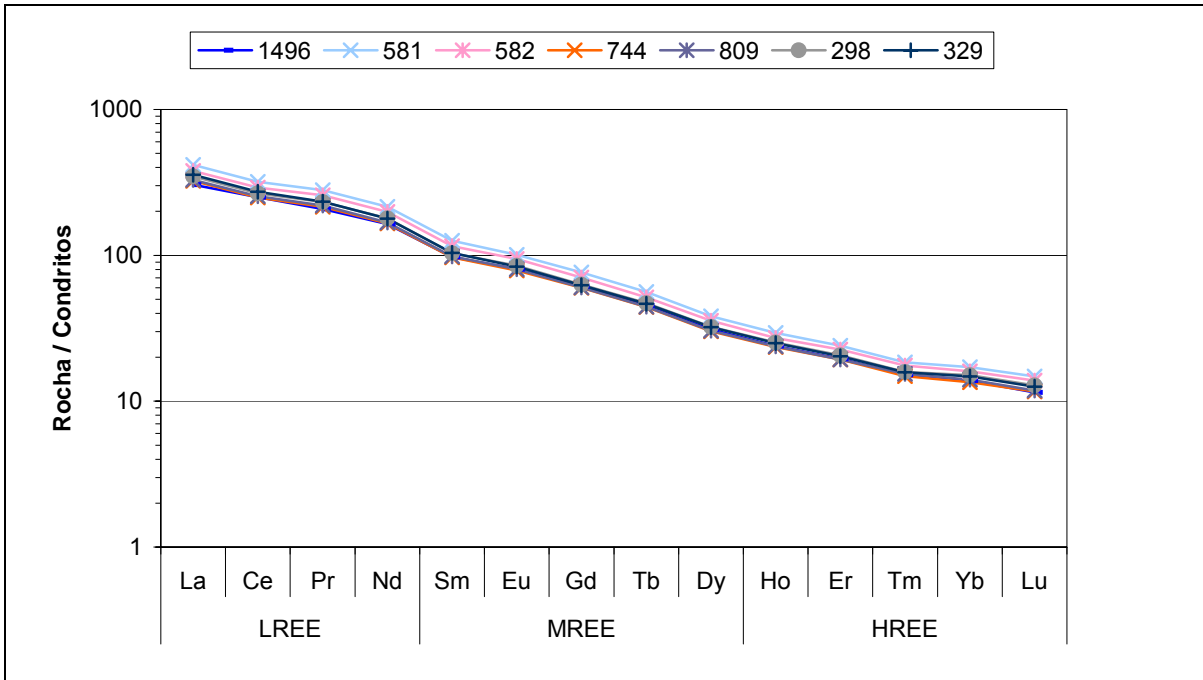


Figura 7.4 – Padrão das REE para as amostras mais primitivas, normalizado relativamente aos valores condriticos de McDonough and Sun [1995].

O padrão obtido é marcado por um enriquecimento generalizado das REE relativamente aos condritos (de 11 a 400 vezes), sendo o enriquecimento das LREE muito superior ao das HREE ($[La/Yb]_N=22-25$), mas menos acentuado comparativamente às MREE ($[La/Sm]_N=3-4$). O empobrecimento pronunciado das HREE, é normalmente atribuído à presença de granada na fonte (McKay [1989]), embora a hornblenda também possa contribuir para este empobrecimento mas apenas no caso dos líquidos félsicos e em menor extensão (Rollinson [1993]). De facto, os coeficientes de partição das HREE para a granada são bastante elevados, com valores entre 1.68 e 41 (Irving and Frey [1978]), enquanto que para a hornblenda variam de 5.5 a 12 (Pearce and Norry [1979]).

O enriquecimento das LREE tem sido interpretado como resultado duma fonte enriquecida e com baixos graus de fusão parcial (Gerlach *et al.* [1988]), uma vez que a graus de fusão parcial elevados, a fraccionação LREE/HREE tende a ser atenuada, em resultado da eliminação da granada do resíduo (Wilson [1989]). Esta afirmação é confirmada pela figura 7.5, onde se evidencia a diminuição da razão $(La/Yb)_N$ com a diminuição do Th, utilizado por Clague e Frey [1982] como indicador do aumento do grau de fusão.

Ao contrário do que seria de esperar em rochas com plagioclase e feldspato alcalino, não se observa qualquer anomalia negativa de Eu, resultante da introdução deste elemento na estrutura dos feldspatos. Contudo, o Eu pode existir em dois estados de valência consoante a fugacidade de oxigénio: Eu^{2+} (em condições redutoras) e Eu^{3+} (em condições oxidantes).

Dado que o raio iónico do Eu^{2+} , é maior do que o raio iónico do Eu^{3+} , é o Eu^{2+} que substitui frequentemente o Ca e o Na nos feldspatos (McKay [1989]). Deste modo, a ausência duma anomalia negativa de Eu, parece indicar que o Eu existente se encontre sob a forma de Eu^{3+} , o que sugere a existência dum ambiente relativamente oxidante.

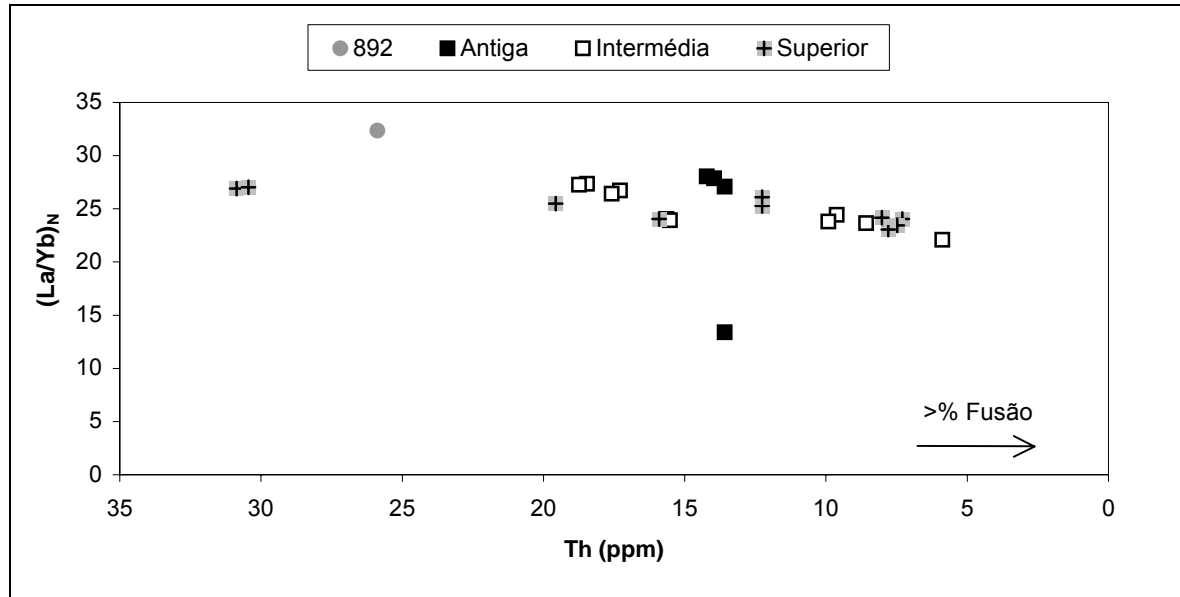


Figura 7.5 – Diminuição da razão $(\text{La/Yb})_N$ com o aumento do grau de fusão, representado pela diminuição do Th.

7.2.1.1 Fases residuais mantélicas

As assinaturas dos elementos traço nas amostras mais primitivas, permitiram o reconhecimento de granada, anfíbola e flogopite como potenciais candidatos a minerais residuais na fonte mantélica de Santo Antão, o que está em concordância com trabalhos anteriores referentes ao arquipélago (Gerlach *et al.* [1988], Davies *et al.* [1989] e Doucelance *et al.* [2003]). A discriminação destas fases é de grande importância, pois contribui para a determinação das condições de pressão e temperatura da geração magmática e permite identificar fenómenos de metassomatismo.

A distinção entre as fases residuais hidratadas têm sido feita com base em diversos critérios geoquímicos, entre os quais se encontram as razões de elementos incompatíveis Rb/Sr e Ba/Rb (Xu *et al.* [2001] e Furman and Graham [1999]). Este critério é baseado na maior ou menor capacidade que estes minerais têm de fraccionar os elementos referidos: $D_{Rb}^{anf} = 0.2$, $D_{Sr}^{anf} = 0.298$, $D_{Ba}^{anf} = 0.5$, $D_{Rb}^{flo} = 2.48$, $D_{Sr}^{flo} = 0.159$, $D_{Ba}^{flo} = 2.09$ (LaTourrette *et al.* [1995] e Späth *et al.* [2001]). Nas amostras mais primitivas das lavas analisadas, as razões Rb/Sr=0,03-0,04 e Ba/Rb=11,99-16,46, traduzem uma elevada fraccionação do Rb face ao Sr e ao Ba, o que abona em favor duma fonte mantélica com flogopite residual. Esta fase é

também apontada por Martins [2003], como fase residual provável para a ilha de Santiago, enquanto que noutras ilhas do arquipélago, Sal (Torres [1998]) e S. Vicente (Trindade [2002]), a fase residual dominante é a anfíbola.

A existência de outras fases residuais como a apatite ou fases titaníferas (ilmenite, rútilo, esfena e perovskite) não é óbvia, uma vez que tanto o P_2O_5 como o TiO_2 , não exibem comportamentos sugestivos da sua retenção na fonte magmática. Não há registo de anomalias negativas no padrão normalizado dos elementos incompatíveis (figura 7.3), nem se verifica uma tendência para valores constantes durante a fusão parcial (figuras 7.6 e 7.7), que implicaria uma tamponização por fases deste tipo (Clague and Frey [1982]).

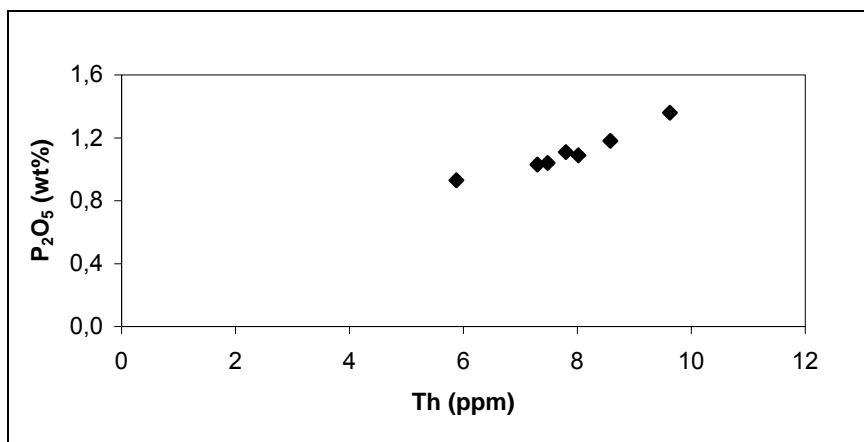


Figura 7.6 – Correlação do P_2O_5 versus Th para as amostras mais primitivas, onde se evidencia o comportamento incompatível do P_2O_5 , durante a fusão parcial.

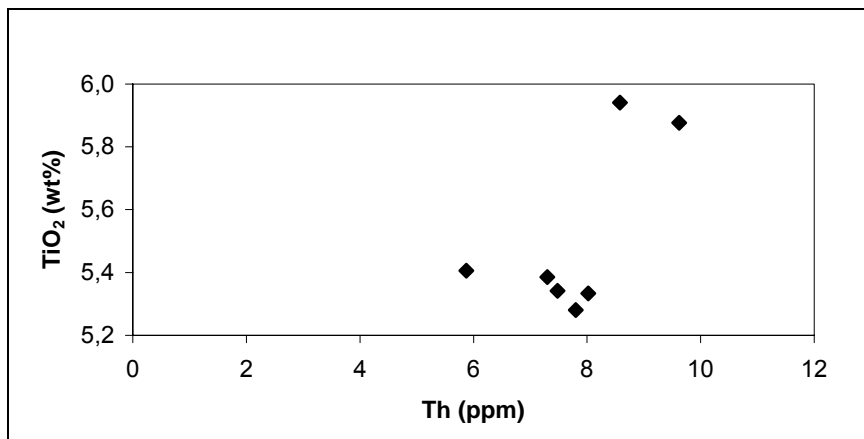


Figura 7.7 – Correlação do TiO_2 versus Th para as amostras mais primitivas, onde se evidencia o comportamento incompatível do TiO_2 , durante a fusão parcial.

7.2.1.2 Heterogeneidades mantélicas

As heterogeneidades mantélicas nos OIB têm sido largamente documentadas e são hoje um facto indiscutível, sendo normalmente interpretadas como o resultado da mistura entre vários componentes, denominados por Zindler and Hart [1986] de HIMU, EMI, EMII e DMM. O componente HIMU representa crosta oceânica subductada e reciclada (Chauvel *et al.* [1992] e Thirlwall [1997]), enquanto que os componentes EMI e EMII estão associados a sedimentos terrígenos ou pelágicos, com ou sem crosta oceânica (Weaver [1991] e Chauvel *et al.* [1992]).

O primeiro estudo geoquímico detalhado sobre o arquipélago, foi realizado por Gerlach *et al.* [1988], que determinou as composições isotópicas Nd-Pb das lavas de cinco ilhas (Santo Antão, S. Vicente, Maio, Santiago e Fogo). Nesse estudo foram assinaladas diferenças importantes entre as ilhas do Norte e do Sul, que reflectem a presença de três componentes mantélicos distintos: DMM, HIMU e EMI. Resultados idênticos foram obtidos por Davies *et al.* [1989]. No trabalho de Gerlach *et al.* [1988] são propostos dois modelos geodinâmicos para a geração das lavas das ilhas do Norte e do Sul. No primeiro, as variações isotópicas das ilhas do Norte são atribuídas a um componente idêntico ao HIMU que é fornecido pela pluma mantélica, enquanto que nas ilhas do Sul o magmatismo é explicado por um componente próximo do EMI, localizado na base da litosfera oceânica. No segundo modelo, esta pluma evidencia características dos componentes EMI e HIMU, presentes no manto superior como crosta oceânica reciclada. A ausência da contribuição do componente EMI nas ilhas do Norte, seria uma consequência de graus de fusão parcial mais baixos.

Kokfelt *et al.* [1998] sugerem um modelo alternativo no qual os componentes HIMU e EMI residem na litosfera oceânica acima da pluma mantélica. De acordo com estes autores, o componente HIMU é resultante do metassomatismo carbonatítico e está associado à desgaseificação do manto, ocorrida mesmo antes da abertura do oceano Atlântico. Por sua vez, o componente EMI estará relacionado com a delaminação da litosfera subcontinental.

Christensen *et al.* [2001] apresentaram os primeiros valores de gases raros (He e Ar) para as ilhas do Fogo e Santo Antão, que confirmam a presença do componente HIMU e que permitem invocar o envolvimento de material do manto inferior na génese das ilhas do Norte.

Doucelance *et al.* [2003] apontam cinco componentes distintos na génese dos basaltos do arquipélago, com base em informações isotópicas de Pb, Sr e He. As variações isotópicas observadas nas ilhas do Norte são justificadas pela mistura de crosta oceânica reciclada e

material do manto inferior, que é adicionado em proporções variáveis a material do manto superior, durante a ascensão da pluma. As composições isotópicas das ilhas do Sul requerem a presença de crosta oceânica reciclada e de material do manto inferior, juntamente com manto litosférico continental.

As razões de elementos traço altamente incompatíveis cujos coeficientes de partição são muito próximos, podem ser usadas de maneira semelhante aos isótopos, uma vez que variam pouco durante a fusão parcial e não são significativamente fraccionadas durante a cristalização a baixa pressão. Deste modo, as razões de elementos altamente incompatíveis, podem ser utilizadas na discriminação dos componentes dos OIB. (Weaver [1991]). Neste sentido, foram determinadas as razões de alguns elementos incompatíveis para as lavas mais primitivas, bem como o respectivo intervalo de variação (tabela 7.1).

Tabela 7.1 - Razões de alguns elementos incompatíveis nas amostras mais primitivas (SA-1496 a SA-298) e respectiva variação (Δ). Para efeitos de comparação são também apresentados os valores das razões nos componentes HIMU, EMI e EMII de várias ilhas oceânicas (Santa Helena, Mangaia, Tubuaii, Rurutu, Tristão da Cunha, entre outras) que foram adaptados de Weaver [1991].

Razões	Zr/Nb	La/Nb	Ba/Nb	Ba/Th	Rb/Nb	K/Nb	Th/Nb	Th/La	Ba/La
SA-1496	4,68	0,79	6,79	105,71	0,57	179,68	0,06	0,08	8,59
SA-581	5,49	0,83	7,16	88,70	0,43	184,39	0,08	0,10	8,61
SA-582	4,21	0,75	6,49	90,60	0,41	147,59	0,07	0,10	8,66
SA-744	4,13	0,77	8,28	113,20	0,50	193,70	0,07	0,10	10,76
SA-809	4,18	0,78	8,09	107,98	0,49	197,82	0,07	0,10	10,34
SA-329	4,07	0,76	7,55	103,98	0,48	107,39	0,07	0,09	9,87
SA-298	4,52	0,84	8,21	103,31	0,54	174,97	0,08	0,09	9,78
Δ Sto. Antão	4,07-5,49	0,75-0,84	6,49-8,28	88,70-113,20	0,41-0,57	107,39-197,82	0,06-0,08	0,08-0,10	8,59-10,76
HIMU OIB	3,20-5,50	0,66-0,77	4,90-6,50	49,00-77,00	0,30-0,38	77,00-179,00	0,07-0,10	0,10-0,12	6,80-8,70
EMI OIB	4,20-11,50	0,86-1,19	11,40-17,80	103,00-154,00	0,88-1,17	213,00-432,00	0,10-0,12	0,10-0,13	13,20-16,90
EMII OIB	4,50-7,30	0,89-1,09	7,30-11,00	67,00-84,00	0,59-0,85	248,00-378,00	0,12-0,16	0,13-0,16	8,30-11,30

Da análise desta tabela, verifica-se que os resultados obtidos para a ilha de Santo Antão, se enquadram melhor no intervalo dos HIMU OIB, o que vem reforçar a presença deste componente na fonte mantélica do arquipélago.

7.2.2 Fusão parcial

Existem dois tipos de fusão parcial, a fusão em equilíbrio (“batch melting”) e a fusão fraccionada (“Rayleigh melting”). No primeiro caso, o líquido formado está em equilíbrio com o resíduo cristalino e vai reagindo com ele até ao momento da segregação. Na fusão fraccionada o líquido é removido continuamente do sistema à medida que vai sendo formado, não havendo reacção com o resíduo cristalino. (Wilson [1989]). O parâmetro crítico que controla a natureza dos processos de fusão parcial, é a capacidade de segregação do líquido recém formado (Maaløe [1985]), que por sua vez está dependente da permeabilidade mantélica. Na verdade, o processo de fusão fraccionada é fisicamente irrealista como modelo de geração magmática. Um modelo mais razoável, será aquele cujos diversos incrementos de líquido são colectados num reservatório comum, no qual se desenrolam processos de mistura. Nesta situação o líquido resultante é idêntico ao líquido produzido pelo processo de fusão em equilíbrio e como tal é este o tipo de fusão adoptado para efeitos de cálculo (Cebrià and López-Ruiz [1996]).

Desde a formulação das equações que descrevem a distribuição dos elementos traço nos processos de fusão parcial (Shaw [1970]), vários autores têm desenvolvido métodos quantitativos de modelação destes processos, dos quais se destacam Minster and Allègre [1978] e Cebrià and López-Ruiz [1996]. O método escolhido para o cálculo das percentagens de fusão parcial é o mesmo utilizado no trabalho de Clague and Frey [1982], que se baseia nas equações desenvolvidas por Treuil and Joron [1975] e Minster and Allègre [1978], a partir da equação de Shaw [1970]. A escolha deste método reside no facto da sua execução ser relativamente simples e dos resultados obtidos para outras ilhas do arquipélago (Torres [1998], Trindade [2002] e Martins [2003]), se encontrarem dentro dos valores esperados para magmas alcalinos. Contudo a interpretação dos valores calculados por este método, deve ser feita com algum cuidado, pois os resultados são fortemente influenciados pelo valor do coeficiente de partição utilizado (Cebrià and López-Ruiz [1996]) e pelo valor escolhido para a concentração do elemento no sólido inicial (Minster and Allègre [1978]).

A expressão a partir da qual se pode determinar o valor da fusão é dada por:

$$F = \frac{\left(\frac{C_0^j}{C_L^j} \right) - D}{1 - D} \quad (1)$$

onde:

F = grau de fusão

C_0^j = concentração do elemento j no sólido inicial

C_L^j = concentração do elemento j no líquido

D = coeficiente de distribuição do elemento j entre o sólido residual e o líquido

que é derivada da equação de Shaw [1970]:

$$\frac{C_L^j}{C_0^j} = \frac{1}{D + F(1 - D)} \quad (2)$$

O valor de D pode ser calculado com base na equação definida por Treuil and Joron [1975], que define a razão entre a concentração de dois elementos incompatíveis i e j (expressão 3) e que não é mais do que a equação de recta correspondente à linha de tendência traçada num diagrama de correlação C_L^i/C_L^j versus C_0^i .

$$\frac{C_L^i}{C_L^j} = \frac{D^j - D^i \left(\frac{1 - D^j}{1 - D^i} \right)}{C_0^j} C_L^i + \frac{C_0^i}{C_0^j} \cdot \frac{1 - D^j}{1 - D^i} \quad (3)$$

O declive (A^j) e a intercepção (B^j) desta recta são dados por:

$$A^j = \frac{D^j - D^i \left(\frac{1 - D^j}{1 - D^i} \right)}{C_0^j} \quad (4)$$

$$B^j = \frac{C_0^i}{C_0^j} \cdot \frac{1 - D^j}{1 - D^i} \quad (5)$$

Quando D^j é muito superior a D^i , isto é, $D^i \approx 0$ as equações anteriores simplificam-se da seguinte forma:

$$A^j = \frac{D^j}{C_0^j} \quad (6)$$

$$B^j = \frac{C_0^i}{C_0^j} (1 - D^j) \quad (7)$$

e D^j é determinado através de:

$$D^j = A^j \cdot C_0^j \quad (8)$$

Os elementos incompatíveis escolhidos para o gráfico C_L^i/C_L^j versus C_L^i (figura 7.8), são o Th (C_L^i) que corresponde a um elemento tipicamente incompatível e o Yb (C_L^j), que foi utilizado na modelação efectuada por Minster and Allègre [1978] e que é uma REE cuja concentração é quase constante no manto, 1 a 2 vezes os condritos (Loubet *et al.* [1975]). Frey [1969] e Kay and Gast [1973], consideram no entanto que a fonte dos basaltos alcalinos, pode estar enriquecida em REE até cerca de 5 vezes os condritos, enquanto que o valor assumido por Clague and Frey [1982] é de 2 a 4 vezes os condritos.

A partir dos dados obtidos por Martins [2003], é possível verificar que as concentrações mais elevadas de Yb no manto (3× a 4× condritos) produzem percentagens de fusão relativamente elevadas, comparativamente a concentrações mais baixas (2×). Dado que estas lavas terão resultado de baixas percentagens de fusão como vimos anteriormente, o valor da concentração de Yb no manto mais adequado, será o de 2× os condritos que corresponde a 0.322 ppm (2×0,161 ppm - valor de McDonough and Sun [1995]).

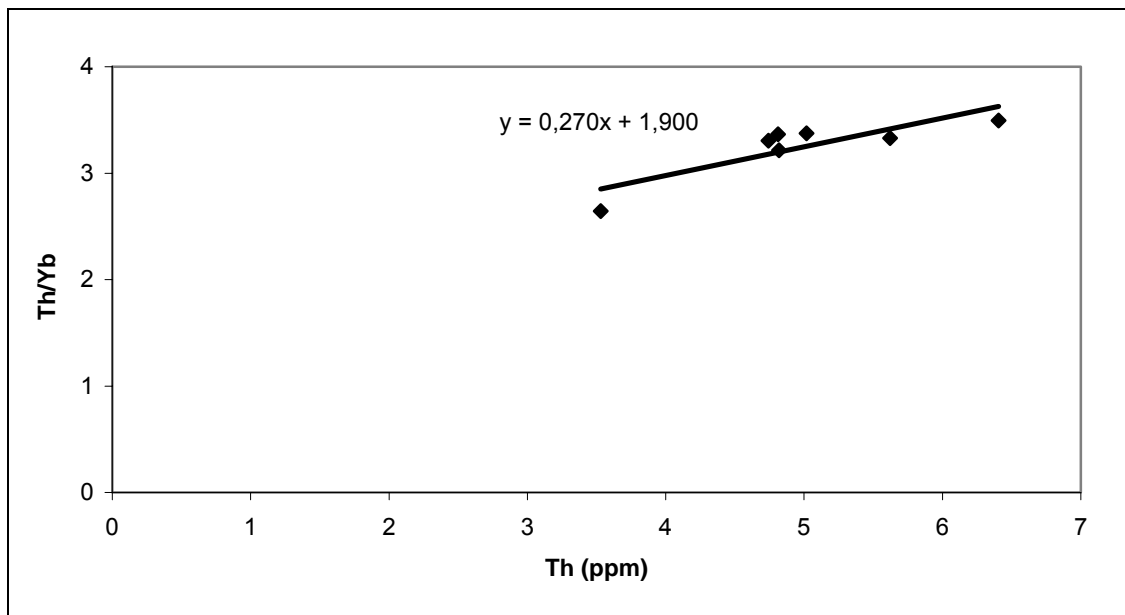


Figura 7.8 – Diagrama Th/Yb versus Th^3 para as amostras mais primitivas, onde se visualiza a linha de tendência e a respectiva equação, que indica um declive de 0.270.

³ As concentrações de Th e Yb (C_L^i e C_L^j) utilizadas no cálculo da percentagem de fusão parcial, correspondem às concentrações resultantes da adição de olivina, com vista à obtenção de valores mais próximos dum magma primário (ver Anexo V).

O valor de D pode ser facilmente calculado através da expressão 8, assumindo que $A^j=0.270$ e $C_0^j=0,322$. Os valores de D e C_0^j são posteriormente introduzidos na equação 1, juntamente com a concentração de Yb em cada amostra, donde resultam os valores de fusão expressos na tabela 7.2.

Tabela 7.2 – Valor da percentagem de fusão para as amostras mais primitivas das lavas observadas, correspondentes às sequências intermédia e superior.

Sequência	Amostra	Fusão (%)
Intermédia	SA-1496	17
	SA-581	10
	SA-582	11
Superior	SA-744	15
	SA-809	15
	SA-329	14
	SA-298	14

Os resultados obtidos (14-17%) são muito semelhantes entre si e idênticos aos determinados para a ilha de S. Vicente: 9-16% (Trindade [2002]), o que indica que as lavas destas ilhas terão resultado de baixos graus de fusão parcial como previsto.

7.2.3 Cristalização fraccionada

A cristalização fraccionada pode ser definida como o processo de separação dos cristais do líquido num corpo magmático e é um mecanismo fundamental na evolução magmática. A importância deste processo na evolução das lavas recentes de Santo Antão, é reforçada pelos diagramas das figuras 7.9 a 7.13, onde se evidenciam as tendências geoquímicas de alguns elementos maiores e traço, em função da variação do teor do Th. A escolha deste elemento como índice de diferenciação em detrimento do SiO_2 , recai sobre o facto de ser considerado um elemento tipicamente incompatível e de ter uma variação ampla (6-31 ppm), ao contrário do SiO_2 que possui um intervalo de variação relativamente curto (38-52%) e não é eficiente na discriminação das três sequências consideradas, como se pode ver pela comparação dos diagramas da figura 7.9.

Da análise das figuras seguintes, verifica-se que as sequências intermédia e superior se relacionam por cristalização fraccionada, enquanto que a sequência antiga se destaca significativamente destas (à excepção do gráfico do Sr), por um enriquecimento em Al_2O_3 , álcalis e SiO_2 e um empobrecimento generalizado nos restantes elementos. O enriquecimento em SiO_2 não é resultante duma maior diferenciação, mas sim dum maior grau de saturação do

próprio magma, pois como se deduz da observação da figura 7.10C, existem amostras das sequências intermédia e superior com valores de Mg# mais baixos.

A grande variedade mineralógica das lâminas observadas, bem como a existência de diferentes ordens de cristalização para o mesmo mineral e ainda a reduzida dimensão da matriz, dificulta o estabelecimento da ordem de cristalização nalgumas lâminas. No entanto o comportamento dos elementos químicos durante a diferenciação magmática (figuras 7.9 a 7.13), permite identificar a precipitação das fases mineralógicas ao longo deste processo. Os primeiros minerais a cristalizar terão sido as espinelas do grupo III (ponto 6.3), que se encontram inclusas nos fenocristais de olivina⁴, cuja cristalização é marcada pelo decréscimo abrupto de MgO e Ni que tem início aos 7 ppm de Th (figuras 7.10D e 7.11A).

⁴ O gráfico do Cr não consta deste conjunto de diagramas, pois apresenta valores muito baixos ou iguais a 0 para a maioria das rochas.

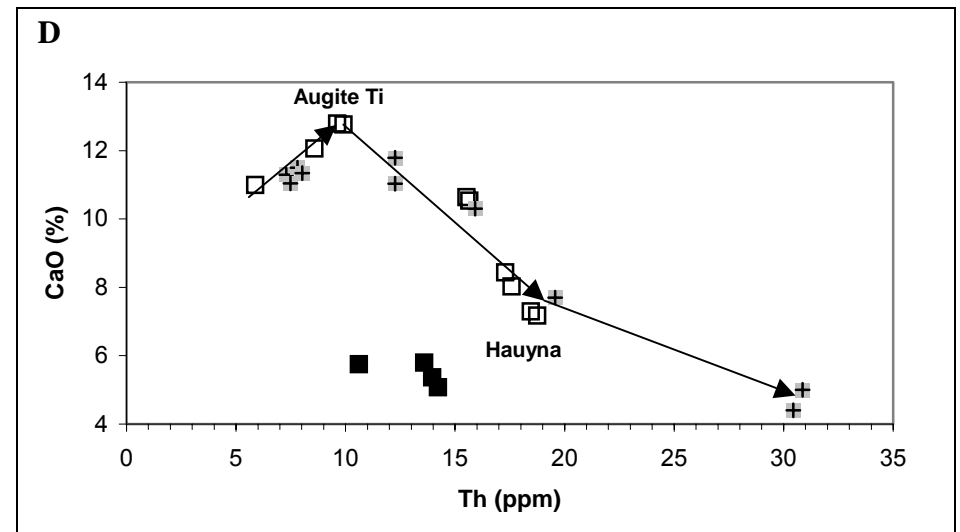
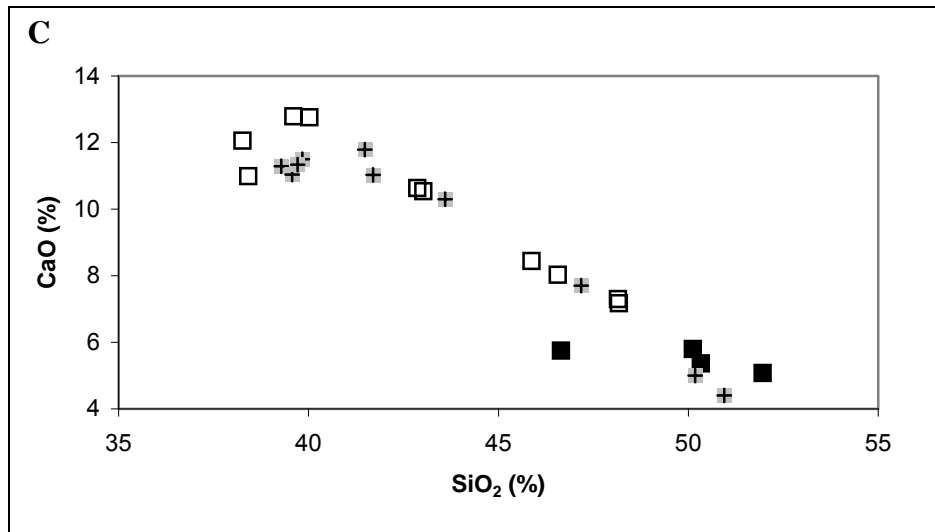
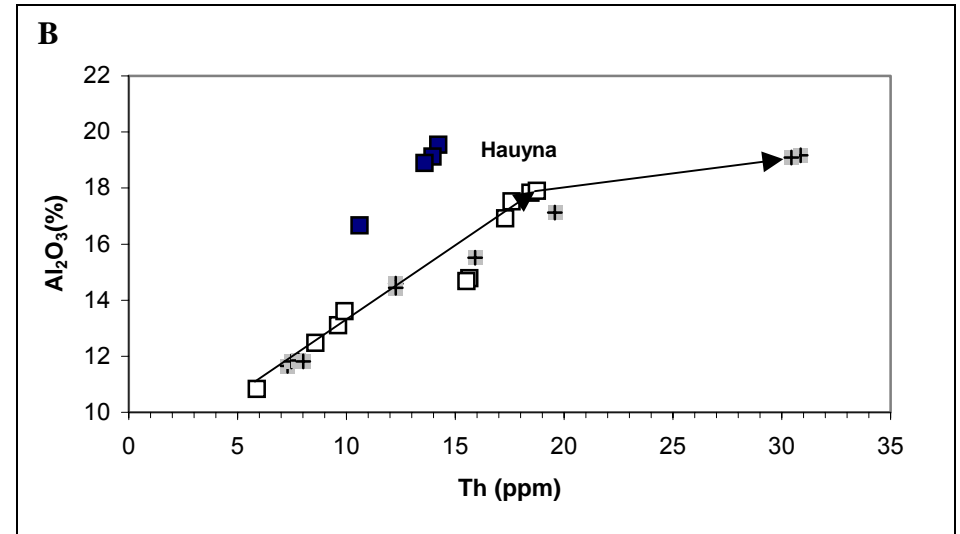
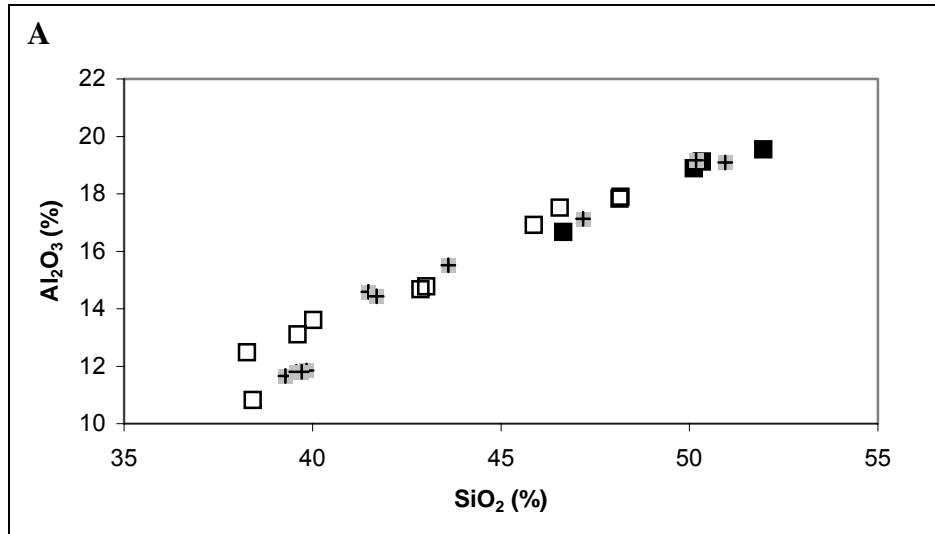


Figura 7.9 – Diagramas de correlação de elementos: Al₂O₃ versus SiO₂ (A), Al₂O₃ versus Th (B), CaO versus SiO₂ (C) e CaO versus Th (D), para as amostras das três sequências das lavas recentes (Antiga ■, Intermédia □ e Superior +).

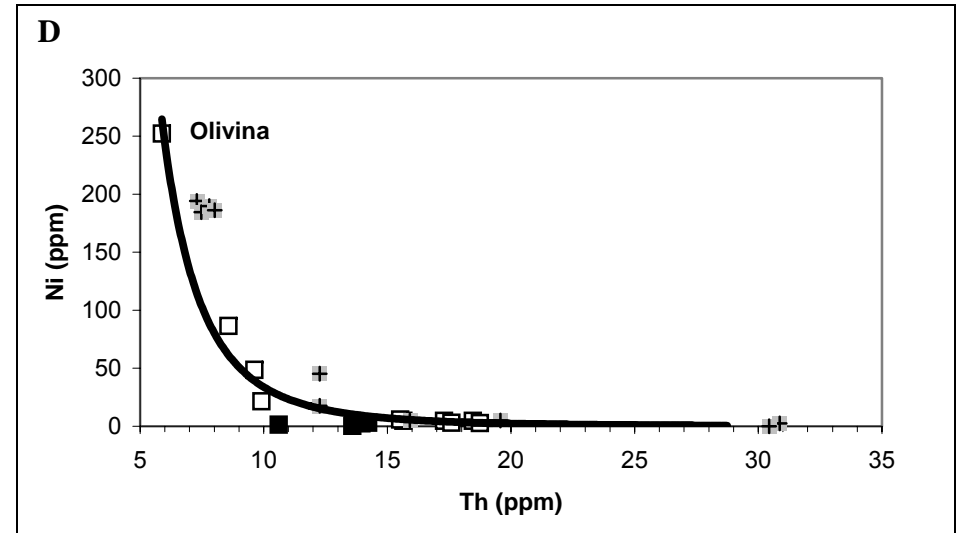
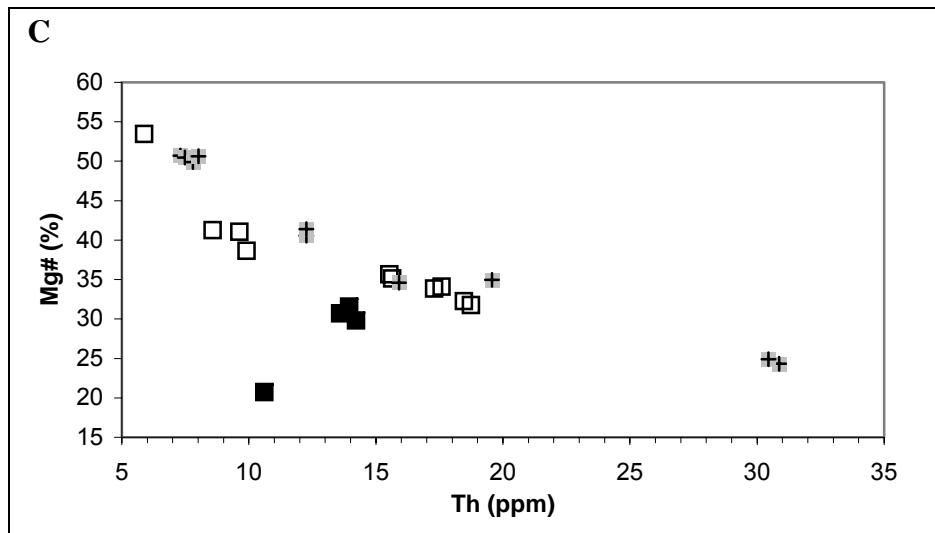
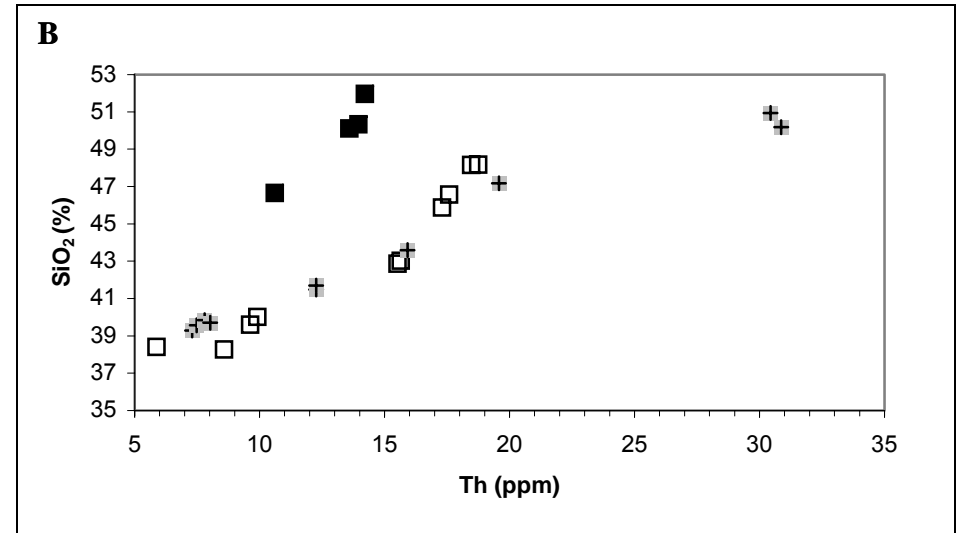
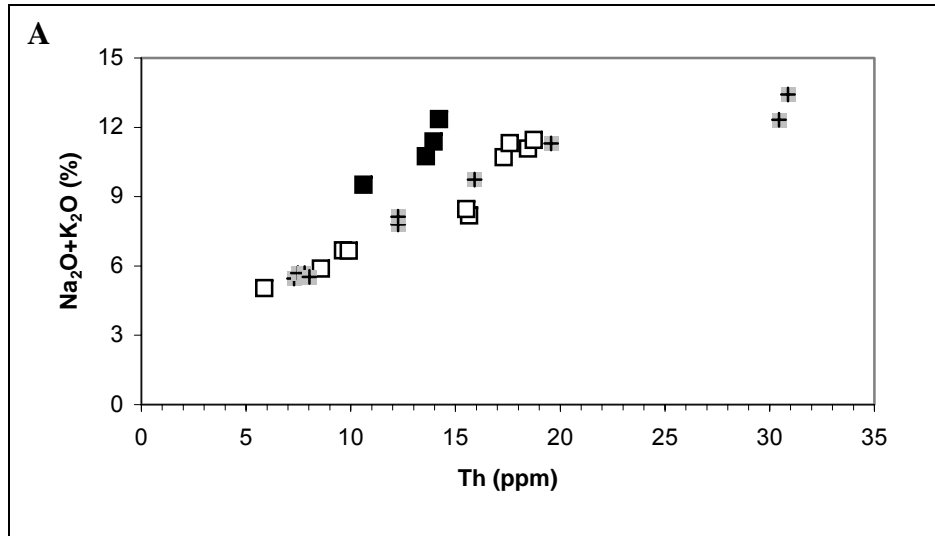


Figura 7.10 – Diagramas de correlação de elementos: Na₂O+ K₂O versus Th (A), SiO₂ versus Th (B), Mg# versus Th (C) e Ni versus Th (D), para as amostras das três sequências das lavas recentes (Antiga ■, Intermédia □ e Superior +).

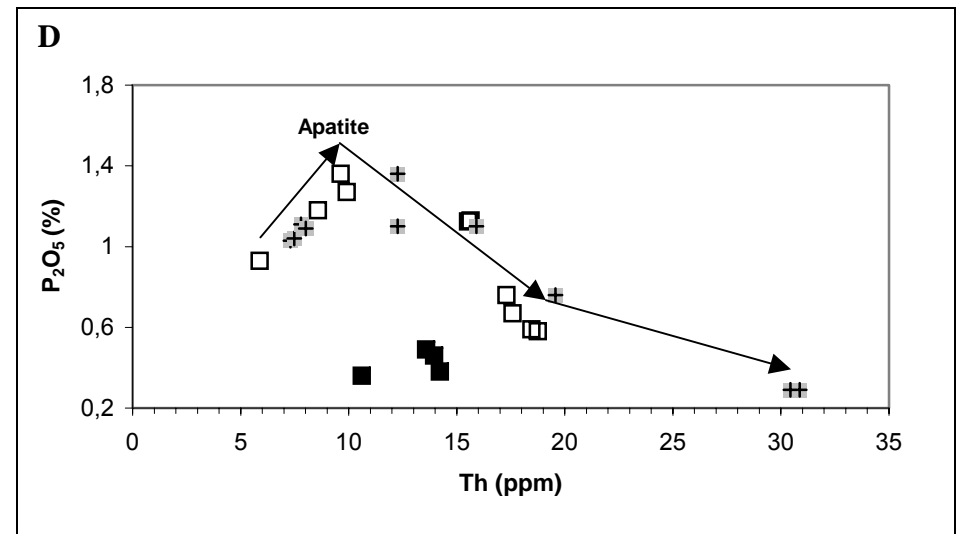
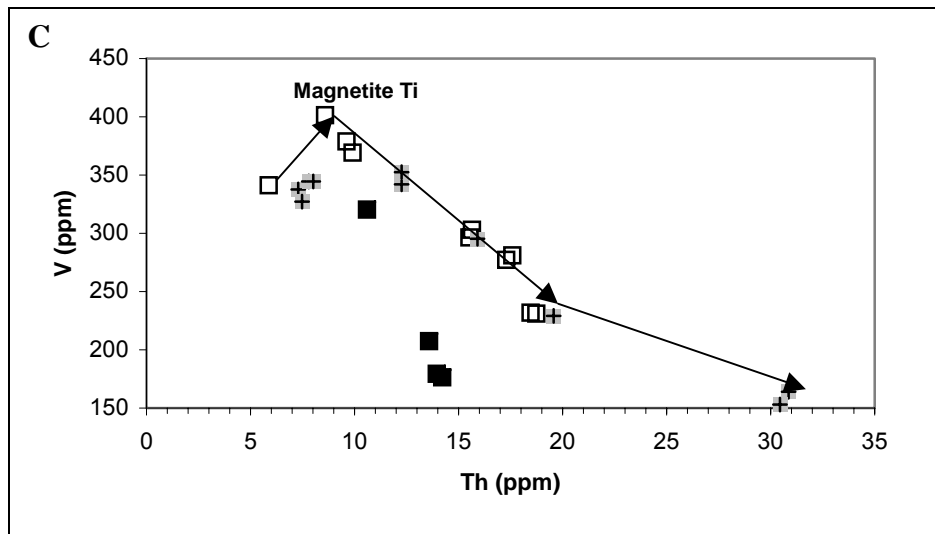
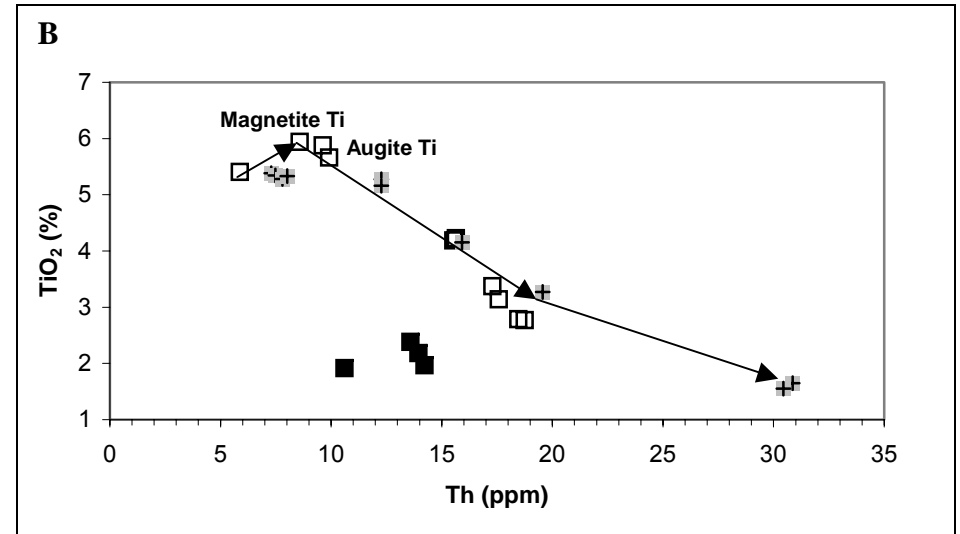
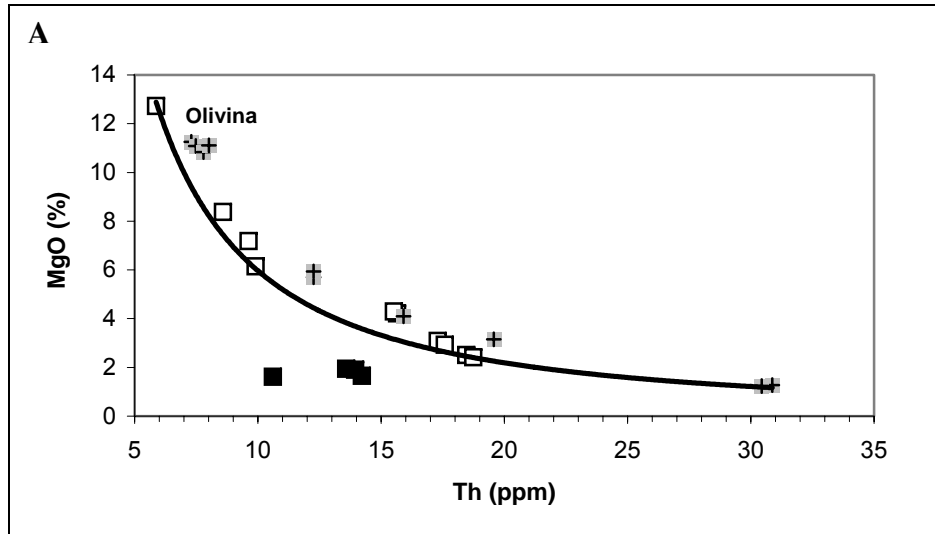


Figura 7.11 – Diagramas de correlação de elementos: MgO *versus* Th (A), TiO₂ *versus* Th (B), V *versus* Th (C) e P₂O₅ *versus* Th (D), para as amostras das três seqüências das lavas recentes (Antiga ■, Intermédia □ e Superior +).

Posteriormente dá-se a cristalização das espinelas do grupo I (ponto 6.3) aos 8.5 ppm de Th, que é assinalada por uma descida dos valores de TiO₂ e V (figuras 7.11B e C), sendo seguida pela cristalização da augite titanífera aos 10 ppm de Th, onde se verifica um forte empobrecimento não só em TiO₂ mas também em CaO (figuras 7.9D e 7.11B). A cristalização da augite titanífera ocorre em simultâneo com a da apatite, que é reconhecida por uma diminuição no teor de P₂O₅ também aos 10 ppm de Th (figura 7.11D). A fraccionação do Ta aos 16 ppm de Th (figura 7.12), corresponde à cristalização das espinelas mais diferenciadas⁵ (grupo II-ponto 6.3), enquanto que a quebra no comportamento incompatível do Al₂O₃ juntamente com a fraccionação menos intensa do CaO (relativamente à augite titanífera) aos 19 ppm de Th, poderá ser atribuída à cristalização da hauyna, já que a plagioclase fraccionaria o CaO mais intensamente (figuras 7.9B e D).

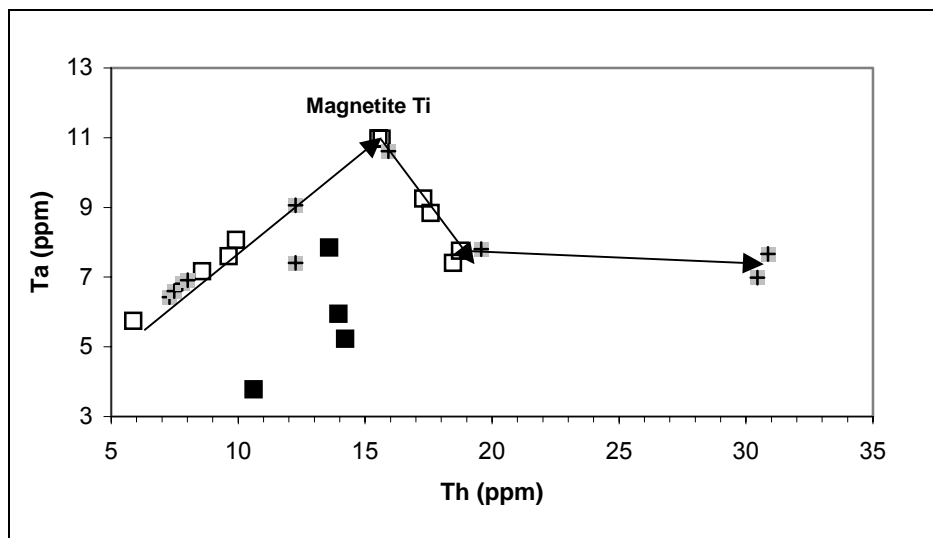


Figura 7.12 – Correlação do Ta *versus* Th, para as amostras das três sequências das lavas recentes (Antiga ■, Intermédia □ e Superior ⊕).

O comportamento geralmente incompatível do Sr ao longo do processo de diferenciação (figura 7.13), sugere que a plagioclase não é uma fase importante neste processo. Desta forma a inexistência duma anomalia negativa de Eu, anteriormente atribuída a condições oxidantes, pode ser apenas o resultado da fraca expressão que este mineral aparenta.

⁵ $D_{Ta}^{mag} = 1 - 10$ (Rollinson [1993])

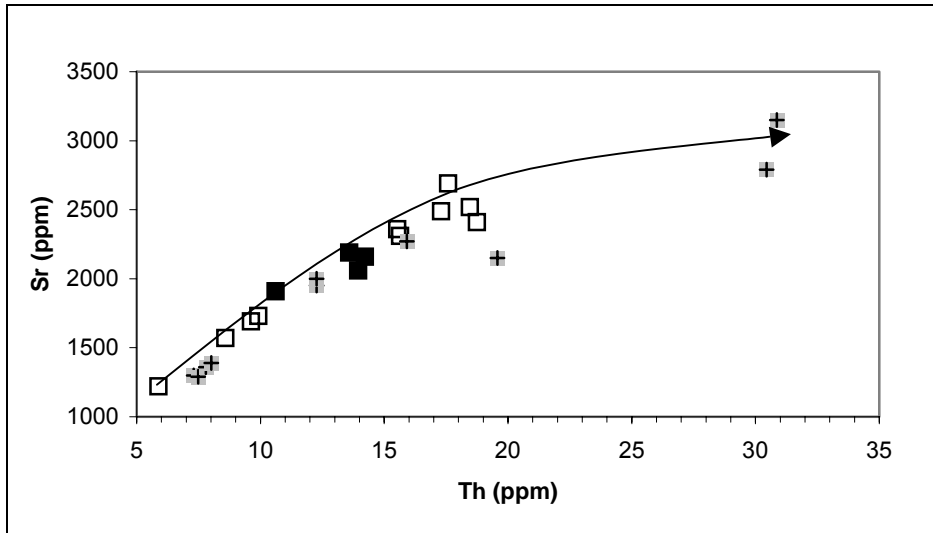


Figura 7.13 – Correlação do Sr *versus* Th, para as amostras das três sequências das lavas recentes (Antiga ■, Intermédia □ e Superior ⚡).

Na cristalização fraccionada, também designada de cristalização de Rayleigh, os cristais são removidos do seu local de formação após a cristalização e a distribuição dos elementos traço não é um processo de equilíbrio (Rollinson [1993]).

A equação que descreve a cristalização fraccionada é dada por:

$$C_L / C_0 = F^{(D-1)} \quad (9)$$

onde:

C_L = concentração do elemento no liquido residual após a cristalização fraccionada

C_0 = concentração do elemento no magma parental

F = fracção do liquido residual

D = coeficiente global de distribuição sólido/liquido do elemento para a paragénesis fraccionada

Quando se considera um elemento extremamente incompatível como o Th, $D \approx 0$ e a equação anterior simplifica-se:

$$C_L^{Th} / C_0^{Th} = F^{-1} \quad (10)$$

donde:

$$F = C_0^{Th} / C_L^{Th} \quad (11)$$

Na Tabela 7.3, encontra-se a percentagem de cristalização fraccionada para cada uma das sequências em estudo, donde se depreende que a cristalização fraccionada assume um papel importante, principalmente nas sequências intermédia e superior.

Tabela 7.3 – Variação dos valores de C_L^{Th} e C_0^{Th} (em ppm), F e C (cristalização fracionada) em % nas três sequências das lavas recentes.

Sequência	C_L^{Th}	C_0^{Th}	F	C
Antiga	11-14	6	42-57	43-58
Intermédia	9-19	6	32-70	30-68
Superior	7-31	6	19-82	18-81

7.3 Metassomatismo Carbonatítico

O metassomatismo mantélico designa os processos de remoção ou adição de componentes químicos no manto, por meio de magmas, fluídos ou difusão e tem sido invocado para explicar as heterogeneidades geoquímicas e isotópicas no manto superior, bem como a gênese do magmatismo alcalino (Karmalkar and Rege [2002]). Estudos experimentais e petrográficos têm indicado que os fluídos podem ser silicatados ou carbonatíticos (Baker and Wyllie [1992]) e que estes últimos podem ser agentes eficientes no transporte de elementos incompatíveis no manto superior, graças às suas baixas viscosidades e elevadas taxas de difusão (Watson *et al.* [1991]).

No arquipélago de Cabo Verde, vários autores têm sugerido a intervenção do metassomatismo carbonatítico na gênese das lavas observadas, nomeadamente Torres [1998] para a ilha do Sal, Kokfelt *et al.* [1998] para a ilha do Fogo, Trindade [2002] para S. Vicente e Martins [2003] e Mendes [1995] para Santiago.

Entre as evidências apontadas por Kokfelt *et al.* [1998] encontra-se a presença de carbonatitos nalgumas ilhas do arquipélago (Brava, Fogo, Santiago, Maio e São Vicente) que Hoernle *et al.* [2002] interpretaram como provenientes da fusão de crosta oceânica reciclada e carbonatada, com cerca de 1,6 Ga. De acordo com estes autores, estas rochas são raras em ambientes oceânicos e só foram encontradas em Cabo Verde e nas ilhas Canárias.

Outras evidências para a ocorrência deste tipo de metassomatismo, incluem enriquecimento em elementos incompatíveis (particularmente em LREE), valores elevados das razões Zr/Hf, Nb/La, La/Yb, Ca/Al, valores baixos das razões Ti/Eu e Zr/Sm e a presença de minerais residuais como a anfíbola e/ou flogopite (Dupuy *et al.* [1992], Rudnick [1993], Karmalkar and Rege [2002] e Neumann *et al.* [2002]). O enriquecimento em Zr, juntamente com o empobrecimento em Hf e Ti e o enriquecimento do Nb relativamente às REE, são características de muitos carbonatitos (Nelson *et al.* [1988] e Dupuy *et al.* [1992]). Green *et al.* [1992] demonstraram que o Nb se concentra fortemente no magma carbonatítico na presença do magma silicatado, enquanto que Hamilton *et al.* [1989] sugerem que o Hf se

concentra mais no magma silicatado relativamente ao Zr. No entanto a utilização da razão Zr/Hf por si só, não pode ser considerada como um indicador de metassomatismo, uma vez que o valor desta razão obtido por Gerlach *et al.* [1988] para o arquipélago de Cabo Verde (Zr/Hf=36-59), é idêntico ao obtido por Turner *et al.* [1997] para o arquipélago dos Açores (Zr/Hf=41-50), onde não ocorrem carbonatitos (Doucelance *et al.* [2003]). De facto, as elevadas razões Zr/Hf podem ser apenas o reflexo do elevado grau de cristalização fraccionada (David *et al.* [2000]).

Por outro lado, outros autores como Doucelance *et al.* [2003], excluem o envolvimento dum componente carbonatítico, devido à ausência de correlação entre a razão Zr/Hf e a razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, opinião também defendida por Jørgensen and Holm [2002], no seu trabalho sobre S. Vicente.

Nas amostras mais primitivas das lavas recentes de Santo Antão, observa-se um enriquecimento em elementos incompatíveis (incluindo as LREE), razões Zr/Hf (39,20-47,70), Nb/La (1,19-1,33) e La/Yb (32,51-35,99) superiores às dos condritos⁹ (Zr/Hf=37,10, Nb/La=1,01 e La/Yb=1,47). Porém, a razão Ca/Al (0,93-1,01) encontra-se abaixo do valor condrítico⁹ (1,08) ao contrário do que seria de esperar, mas não nos podemos esquecer que mesmo as lavas mais primitivas, se encontram longe de corresponderem a magmas primários e que a diferenciação magmática deve ter influenciado o resultado. Quer a razão Ti/Eu (6190,37-7292,44), quer a razão Zr/Sm (28,62-35,08) caracterizam-se por valores inferiores aos condríticos⁹ (Ti/Eu=7815,28 e Zr/Sm=70,95).

As características geoquímicas acima apontadas, juntamente com a existência de anfíbola residual e o carácter metassomático evidenciado noutras ilhas do arquipélago, são fortes indícios para a ocorrência de fenómenos de metassomatismo carbonatítico na ilha de Santo Antão. Contudo, seria necessário um estudo mais aprofundado, nomeadamente o de xenólitos peridotíticos ou de inclusões fluídas para reforçar esta afirmação.

⁹ Valores de McDonough and Sun [1995]

8. Conclusões

8.1 Origem e evolução do arquipélago

As ilhas do arquipélago apresentam uma disposição em forma de ferradura, pelo que a sua génese não pode ser unicamente explicada, pela deslocação da placa sobre um “hot-spot” fixo. O modelo elaborado por Torres [1998] é baseado na fracturação existente no arquipélago e nas idades das diferentes ilhas. Segundo este modelo, as ilhas do Norte entre as quais se encontra a ilha de Santo Antão, terão resultado da injeção de material num bloco litosférico limitado por duas zonas de fractura.

No arquipélago estão presentes dois tipos de magmatismo drasticamente distintos, um de quimismo alcalino subsaturado, resultante da actividade do “hot-spot” e outro de quimismo toleítico, mais antigo, relacionado com a abertura do Atlântico Central. O desenvolvimento de falhas transversais durante o processo de expansão oceânica, terá sido a causa da mudança drástica do regime magmático.

8.2 Vulcano-Estratigrafia

As lavas recentes de Santo Antão correspondem à “Formação Eruptiva do Tope de Coroa”, que tem uma idade compreendida entre os 0.17 ± 0.02 Ma e os 0.09 ± 0.03 Ma e que se encontra separada das restantes unidades pelo “Depósito pomítico de Cão Grande”, que como o próprio nome indica, é um depósito piroclástico de natureza fonolítica. Esta formação está dividida em três sequências: a “Sequência Antiga”, constituída por mantos fonolíticos e nefeliníticos, a “Sequência Intermédia” constituída por escórias, mantos e chaminés basálticos e a “Sequência Superior” que abrange mantos basálticos, fonolíticos e nefeliníticos.

8.3 Petrografia e classificação

Os mantos fonolíticos da Sequência Antiga (fonólitos tefríticos) são rochas em geral algo vesiculares, holocristalinas e porfíricas, com uma mineralogia variada no que respeita quer à geração fenocristalina, quer aos minerais da matriz. Os fenocristais mais abundantes são os de feldspato e de clinopiroxena, seguidos de anfíbola, hauyna, analcite (nem sempre presente), esfena e minerais opacos. Estes fenocristais estão dispersos numa matriz de granularidade fina, frequentemente com textura fluidal, onde o feldspato é dominante e os restantes minerais são além da apatite, os mesmos da geração fenocristalina.

As lavas nefeliníticas da Sequência Antiga, são classificadas como nefelinitos hauynicos e são vacuolares com textura holocristalina e microporfírica. A geração fenocristalina constituída por clinopiroxena, hauyna, esfena, perovskite e minerais opacos, está englobada numa matriz de granularidade fina, com uma mineralogia idêntica à da geração fenocristalina e onde se destacam essencialmente a nefelina e a analcite.

Os mantos e chaminés basálticos da Sequência Intermédia, envolvem dois tipos de rochas texturalmente distintos: umas com vidro intersticial acastanhado mais ou menos desenvolvido (hipocristalinas) e outras inteiramente cristalinas (holocristalinas).

As rochas hipocristalinas (hialotefritos, melanefelinitos olivínicos e hialonefelinitos) são vesiculares e porfíricas, com fenocristais e microfenocristais de clinopiroxena predominante, hauyna, apatite e minerais opacos, envolvidos por uma matriz vítrea que localmente está recristalizada.

As rochas holocristalinas (tefritos e fonotefritos) são vesiculares e microporfíricas e albergam uma geração fenocristalina composta por clinopiroxena, hauyna, leucite (nem sempre assinalável) e minerais opacos. Esta primeira geração cristalina está inserida numa matriz de granularidade fina e de composição mineralógica análoga, dominada por bastonetes de provável plagioclase e onde acessoriamente se visualizam a apatite e a esfena.

No grande cone de escórias soldadas de Tope de Coroa, ocorrem rochas hipocristalinas com textura vitrofírica (melanefelinitos piroxénicos e hialonefelinitos) nas quais são visíveis fenocristais e microfenocristais de clinopiroxena, olivina, apatite e minerais opacos, envolvidos por uma matriz vítrea acastanhada, muito desenvolvida e parcialmente recristalizada.

Os mantos basálticos da Sequência Superior (hialonefelinitos), correspondem a lavas hipocristalinas, vacuolares e vitrofíricas, cuja matriz essencialmente vítrea engloba fenocristais de clinopiroxena dominante, hauyna e minerais opacos. Estes minerais também estão representados na matriz, mas em proporções e dimensões muito inferiores relativamente às da primeira geração cristalina, com excepção da apatite que existe em quantidades consideráveis.

Os mantos fonolíticos da Sequência Superior (fonólitos tefríticos), são rochas hipocristalinas, pouco vesiculares com textura microporfírica e fluidal. Os fenocristais são de clinopiroxena, hauyna, esfena e minerais opacos e estão englobados numa matriz vítrea

incolor que encerra também pequenos cristais de plagioclase, de feldspato alcalino e de leucite.

Os mantos nefeliníticos da Sequência Superior (melanefelinitos olivínicos), constituem rochas porfíricas que diferem no grau de cristalinidade e na mineralogia da matriz. Umas são hipocristalinas e vesiculares, com vidro intersticial castanho e sem nefelina, enquanto que as outras são holocristalinas e têm nefelina na matriz.

Os mantos fonolíticos fazem parte da Sequência Antiga e da Sequência Superior, não tendo sido assinalados na Sequência Intermédia. Os da Sequência Antiga possuem feldspato alcalino e plagioclase, abundante kaersutite e nalgumas amostras analcite, sendo desprovidos de vidro e de leucite, ao contrário do que acontece nos mantos fonolíticos da Sequência Superior. Nesta sequência a clinopiroxena é mais rica em Na_2O (augite sódica) do que a dos mantos fonolíticos da Sequência Antiga que é rica em TiO_2 (augite titanífera).

Os mantos basálticos estão presentes apenas na Sequência Intermédia (onde têm maior expressão) e na Sequência Superior. Os da sequência mais recente possuem uma mineralogia idêntica aos mantos hipocristalinos da Sequência Intermédia, sendo numa maneira geral mais pobres em hauyna e mais ricos em apatite.

Os mantos nefeliníticos da Sequência Antiga são holocristalinos e contêm clinopiroxena sódica, hauyna, analcite, perovskite e esfena enquanto que os da Sequência Superior, são holocristalinos e hipocristalinos, ausentes nos minerais acima referidos e ricos de olivina e de augite titanífera.

Apesar da olivina ser um mineral comum nalgumas das rochas em estudo e estar presente nas diferentes sequências (excepto na sequência mais antiga), não é dos mais abundantes uma vez que a maioria das rochas são bastante diferenciadas. Este mineral encontra-se não só na geração fenocristalina, onde atinge dimensões máximas na ordem dos 3.5 mm, mas também como elemento na matriz. No geral estes cristais mostram-se subédricos a anédricos, fracturados, não sendo visível qualquer tipo de alteração na sua grande maioria. As inclusões de opacos são frequentes e correspondem a magnetite titanífera.

As piroxenas estão presentes em todas as amostras, quer como fenocristais e elementos da matriz, quer como pequenas inclusões nos feldspatóides. Os seus fenocristais são normalmente euédricos a subédricos, com dimensões máximas na ordem dos 4mm e por vezes dispõem-se em pequenos agregados glomeroporfíricos. O zonamento concêntrico e sectorial é uma característica comum, bem como as inclusões de apatite e de minerais opacos,

que neste último caso correspondem essencialmente a magnetite titanífera e excepcionalmente a ilmenite.

Nas lâminas observadas os óxidos ocorrem tanto na geração fenocristalina como na matriz (onde têm maior expressão) e também sob a forma de inclusões em fenocristais de vários minerais (olivina, piroxena, hauyna e analcite).

A reduzida dimensão da matriz impede a distinção entre plagioclase e feldspato alcalino, bem como a realização de análises por Microsonda Electrónica. No entanto, conseguiram-se obter análises para os feldspatos dos mantos fonolíticos da Sequência Antiga e para os mantos basálticos da Sequência Intermédia, que correspondem a plagioclase do tipo andesina e a feldspato alcalino do tipo anortoclase.

Os feldspatóides são minerais extremamente abundantes nas lavas observadas e incluem hauyna, leucite e nefelina. A hauyna aparece na geração fenocristalina e na matriz, ao contrário da leucite e nefelina cuja presença está confinada à matriz, na maioria dos casos.

8.4 Química Mineral

Entre os minerais analisados incluem-se as olivinas, as piroxenas, os óxidos, os feldspatos e os feldspatóides. Nos cálculos geoquímicos efectuados neste capítulo, só foram consideradas válidas, as análises cujo total se encontra entre os 98.5 % e 101.5 %.

8.4.1 Olivinas

As olivinas ($Fe_{75,04-84,68}$) classificam-se como crisólitos e forsterites, correspondendo neste último caso a xenocristais.

Os cristais apresentam para além do zonamento normal, um zonamento inverso que se manifesta por valores de forsterite mais elevados nas zonas intermédias do cristal e/ou no bordo, relativamente ao núcleo. O aumento do teor de forsterite é atribuído ao decréscimo dos valores da razão FeO/MgO no magma, causada pela fraccionação numa fase rica em Fe, que nas amostras observadas poderá corresponder a magnetite titanífera. Outra causa provável, será a diminuição de pressão durante o processo de cristalização. Já o zonamento inverso relativamente ao Ni, é explicado pela fraccionação de sulfuretos mesmo em pequenas quantidades.

De modo a identificar eventuais situações de equilíbrio olivina/líquido, calcularam-se os valores dos coeficientes de distribuição para vários elementos, assim como para a razão

Fe/Mg ($K_{\text{DFe/Mg}}=0,28-0,39$). Verificou-se que a maioria dos núcleos analisados, não se encontra em equilíbrio com o líquido de acordo com Roeder & Emslie [1970], indicando assim que a composição da rocha hospedeira não é representativa do líquido magmático, a partir do qual a olivina cristalizou. Por outro lado, tomando como referência o intervalo reportado por Ford *et al.* [1983] ($K_{\text{DFe/Mg}}=0.25-0.38$), observa-se que a grande maioria dos valores está contida neste intervalo, podendo considerar-se que estes resultados retractam situações de equilíbrio, ou próximas do equilíbrio.

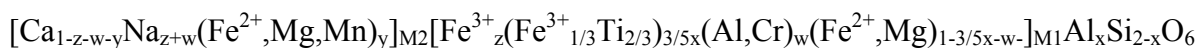
A utilização do método de Beattie *et al.* [1991], no cálculo dos coeficientes de partição não é eficaz, uma vez que a maioria dos seus valores se afasta significativamente dos analíticos. Por conseguinte, a metodologia de Beattie *et al.* [1991], não deverá ser utilizada sem primeiro ser feita uma observação petrográfica detalhada, visto que não é sensível à presença de xenocristais e/ou acumulados na rocha, induzindo a existência dum falso estado de equilíbrio olivina/líquido.

A determinação de temperaturas de cristalização de olivinas, pelo método de Roeder and Emslie [1970], revela a sua incapacidade para o reconhecimento da variação dos coeficientes de partição, dado que para valores de $K_{\text{DFe/Mg}}$ muito diferentes as temperaturas resultantes são bastante próximas. As temperaturas obtidas pelo método de Beattie [1993], também não traduzem as variações ocorridas ao nível dos coeficientes de partição, pelo que é necessário uma selecção cuidada dos cristais utilizados neste cálculo.

8.4.2 Piroxenas

Com base nas características petrográficas e químicas, as piroxenas observadas (clinopiroxenas) foram divididas em três grupos, I, II e III.

O grupo I é constituído por clinopiroxenas de baixa pressão, de cor castanha e castanha violácea, com teores médios de TiO_2 , MgO e CaO superiores aos dos restantes grupos e teores médios de Na_2O e ferro (total) inferiores. Em termos de classificação são consideradas como augites titaníferas de acordo com a nomenclatura de Deer *et al.* [1978] e como diópsidos segundo a classificação da IMA (Morimoto *et al.* [1988]). Este grupo é sem dúvida o de maior importância, já que corresponde a cerca de 82% da população das piroxenas analisadas. A fórmula geral destas piroxenas é dada por:



onde $x = \text{FeTs} + \text{TiTs}$

$$0.00 \leq z \text{ (aegirina)} \leq 0.06$$

$$0.00 \leq w \text{ (Na(Al,Cr)Si}_2\text{O}_6) \leq 0.04$$

$$z + w \sim 0.04$$

$$y = \text{enstatite}(\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6) + \text{ferrossilite}(\text{Fe}^{2+}\text{Si}_2\text{O}_6) + \text{Mn}_2\text{Si}_2\text{O}_6 \text{ em que } 0.00 \leq y \leq 0.04 \text{ (puf)}$$

O grupo II abrange as clinopiroxenas de cor esverdeada e castanho pálido, cujos teores médios de TiO_2 , Al_2O_3 e CaO são mais baixos que os dos outros grupos, enquanto que os de Na_2O são mais elevados. As piroxenas deste grupo são denominadas de augites e de augites sódicas pela classificação de Deer *et al.* [1978] e como diópsidos e hedenbergites pela nomenclatura da IMA. Pelas características apontadas estas piroxenas parecem corresponder aos cristais mais tardios no processo de diferenciação e terão sido geradas tanto ambientes de baixa pressão como de alta pressão. Este grupo constitui apenas cerca de 10 % do total de análises efectuadas, o que comparativamente com o grupo anterior é pouco significativo. A fórmula geral destas piroxenas é expressa por:



onde $0.03 \leq z \leq 0.05$ e $0.03 \leq w \leq 0.12$ (neste grupo os componentes enstatite e ferrossilite são negligenciáveis).

O grupo III inclui os núcleos de cor verde apresentados por alguns fenocristais de piroxena e caracteriza-se por teores médios de Al_2O_3 e ferro (total) superiores aos dos restantes grupos. Estes núcleos são designados por augites titaníferas pela nomenclatura de Deer *et al.* [1978] e por diópsidos e hedenbergites pela classificação da IMA, representando apenas 8 % dos cristais examinados. A esmagadora maioria destes cristais terão sido gerados em regime de baixa pressão.

Os cristais de piroxena exibem três tipos de zonamento distinto, normal, inverso e sectorial. O zonamento inverso traduz-se por núcleos de cor verde (grupo III) mais evoluídos que os bordos, o que testemunha processos de mistura entre líquidos, com estados de evolução magmática diferentes. O zonamento sectorial pode ser explicado através de taxas de crescimento diferenciais em sectores de crescimento distintos, ou através da configuração estrutural que condiciona a selectividade dos elementos nos diferentes sectores durante o crescimento do cristal.

A utilização do geobarómetro de Nimis and Ulmer [1998], permitiu ter uma ideia da ordem de grandeza das condições prevalecentes na altura da cristalização (condições de baixa pressão), mas não se revelou eficiente na determinação de valores absolutos de pressão.

8.4.3 Óxidos

Em termos de classificação os óxidos analisados inserem-se maioritariamente no grupo das espinelas (*sensu lato*), tendo sido detectado apenas um cristal pertencente à série da ilmenite que se encontra incluso num fenocristal de piroxena. O ião trivalente predominante é o Fe^{3+} , o que permite considerar estas espinelas como membros da série da magnetite (Deer *et al.* [1963]).

As espinelas foram subdivididas em três grupos, de acordo com a sua projecção no sistema $\text{FeO-Fe}_2\text{O}_3\text{-TiO}_2$ e no diagrama ternário $\text{Al-Fe}^{3+}\text{-Cr}$: o grupo I que se enquadra aproximadamente dentro dos limites que definem a solução sólida da ulvoespinela-magnetite (titanomagnetites), o grupo II que se posiciona-se abaixo do limite inferior desta solução sólida e o grupo III com teores de Al e Cr superiores aos restantes. O grupo III terá cristalizado num estágio mais precoce da diferenciação magmática, sendo seguido pelo grupo I e posteriormente pelo grupo II.

A ausência de espinelas cromíferas é justificada pela cristalização da clinopiroxena que empobrece fortemente o líquido em Cr, não esquecendo que pode também ser causada pela existência de várias lacunas de miscibilidade entre os membros cromíferos, aluminosos e ferríferos.

As substituições que têm lugar no grupo I (titanomagnetites), são a do Ti^{4+} pelo Fe^{3+} e a do Fe^{2+} pelo Fe^{3+} , no sentido ulvoespinela-magnetite, de acordo com a expressão $\text{Fe}^{2+} + \text{Ti}^{4+} \Leftrightarrow 2\text{Fe}^{3+}$. No grupo II a substituição do Ti^{4+} pelo Fe^{3+} está igualmente presente, juntamente com a do Fe^{2+} pelo Fe^{3+} (embora em pequena extensão) o que é indicativo da existência duma solução sólida do tipo ulvoespinela-magnetite. No entanto os elementos deste grupo são desviados deste campo pela substituição do Mg e Al pelo Fe^{3+} , sugerindo uma solução sólida entre o componente MgAl_2O_4 (espinela *-sensu stricto*) e a magnetite. No grupo III ocorre a substituição do Mg+Al pelo Ti^{4+} , do Mg+Cr também pelo Ti^{4+} , simultaneamente com a do Mg pelo Fe^{2+} , o que aponta para a presença de uma solução sólida entre a ulvoespinela e espinela (*sensu stricto*) e ulvoespinela-magnesiocromite.

A partir dos resultados obtidos pelos vários métodos utilizados no cálculo da temperatura de olivina-espinela, conclui-se que é o método de Balhaus and Green [1991], que produz resultados mais viáveis ($T=943\text{-}1350^\circ\text{C}$).

No que se refere aos valores de fugacidade de oxigénio, os resultados obtidos pelos métodos de Nell and Wood [1991] e de Balhaus and Green [1991] são aqueles cujos valores se aproximam mais da realidade, indicando condições redutoras.

8.4.4 Feldspatos

Os feldspatos analisados correspondem a plagioclases essencialmente do tipo andesina e a feldspatos alcalinos do tipo anortoclase. Uma característica importante nestes dois grupos de feldspatos é a presença de SrO e BaO em quantidades significativas, que é facilmente explicada pelo enriquecimento que as rochas revelam nestes elementos.

Ocorrem vários tipos de substituições, entre as quais se destacam a do K^+ pelo Ca^{2+} e a Ca^{2+} pelo Ba^{2+} em ambos os grupos de feldspatos, enquanto que nas plagioclases se dá a substituição do Ca^{2+} pelo Sr^{2+} e nos feldspatos alcalinos a do Na^+ pelo Ba^{2+} .

8.4.5 Feldspatóides

Os feldspatóides são minerais extremamente abundantes nas lavas observadas e incluem hauyna, leucite e nefelina. A hauyna ocorre frequentemente na geração fenocristalina, ao contrário do que acontece com os restantes feldspatóides cuja ocorrência está praticamente restrita à matriz.

Os cristais de hauyna são incolores ou azuis e exibem por vezes um zonamento que se caracteriza pela passagem gradual de tonalidades azuladas a incolores, do bordo para o núcleo e vice-versa. Esta coloração azulada tem sido atribuída à maior proporção de SO_3 (Deer *et al.* [1981] e Pacheco [1969]) e aos restantes complexos de enxofre, como o SO_4^- e S_2^- (Henn e Bank [1990]).

8.5. Geoquímica da rocha total

As lavas recentes de Santo Antão são, básicas e ultrabásicas, fortemente subsaturadas e com carácter alcalino que é determinado principalmente pelo K_2O . Apesar dos baixos valores de SiO_2 , as amostras são bastante evoluídas, pois afastam-se significativamente dos critérios definidos para os magmas primários.

As amostras estudadas apresentam-se enriquecidas em elementos incompatíveis, relativamente ao manto primordial, evidenciando algumas anomalias negativas, que permitiram identificar as paragénese residuais, que incluem flogopite e granada. A flogopite é identificada pelas anomalias negativas de Rb e K e é discriminada da anfíbola através de

razões Rb/Sr baixas e razões Ba/Rb elevadas. A presença de granada é assinalada pela fraccionação significativa das HREE relativamente às LREE e pelo empobrecimento do Y relativamente aos restantes elementos do padrão.

As heterogeneidades mantélicas no arquipélago, estão amplamente referenciadas por diversos autores a partir de dados isotópicos e elementos traço, que documentam a existência de vários componentes mantélicos, entre os quais se destaca o componente HIMU nas ilhas do Norte, onde se inclui Santo Antão. As razões de elementos incompatíveis obtidas neste trabalho, vêm reforçar a presença deste componente nas fontes mantélicas da ilha.

O espectro composicional observado é produzido por baixos graus de fusão parcial, evidenciados pelo forte enriquecimento das LREE relativamente às MREE e HREE e pelos valores obtidos a partir das equações desenvolvidas por Treuil and Joron [1975] e Münster and Allègre [1978] (14-17%).

A cristalização fraccionada teve um papel determinante na evolução das amostras estudadas (com valores de 18 a 81%) e a elaboração de diversos diagramas de correlação de elementos, permitiu o estabelecimento da ordem de cristalização das diferentes fases mineralógicas.

Os primeiros minerais a cristalizar terão sido as espinelas do grupo III, sendo seguidos da olivina. Posteriormente, dá-se a cristalização das espinelas do grupo I, que são anteriores à augite titanífera, cuja cristalização ocorre em simultâneo com a da apatite. A cristalização das espinelas mais diferenciadas (grupo II) é subsequente à destes minerais e antecede a cristalização da hauyna, que é dos últimos minerais a cristalizar. O comportamento geralmente incompatível do Sr ao longo do processo de diferenciação, sugere que a plagioclase não é uma fase importante neste processo.

As características geoquímicas de elementos incompatíveis, aliadas à existência de flogopite residual e ao carácter metassomático evidenciado noutras ilhas do arquipélago, são fortes indícios para a ocorrência de fenómenos de metassomatismo carbonatítico na ilha de Santo Antão. Porém seria necessário um estudo mais aprofundado, nomeadamente o de xenólitos peridotíticos ou de inclusões fluídas para reforçar esta afirmação.

ANEXOS

Anexo I – Composição mineralógica das lâminas observadas

Seqüência	Antiga					
	Mantais vulcânicos		Mantais fonolíticos		Mantais nefelíticos	
	SA-1514	SA-1530	SA-1549	SA-1509		
Amostra						
Olivina	X	X	X	X		
Clinopiroxena	•••F •••M	•••F •••M ••••I	•••F •••M	•••F •••M ••••I	•••F •••M ••••I	•••F •••M ••••I
Plagioclase	••••F ?M	•F ?M	••••F ?M	••••F ?M	••••F ?M	X
Feldspato alcalino	••••F ?M	••••F ?M	••••F ?M	••••F ?M	••••F ?M	X
Kaersutite	•••F •••M	•••F •••M	•••F •••M	•••F •••M	•••F •••M	X
Nefelina	X	X	X	X	X	••••M
Hauyna	•••F •••M	•••F •••M	•••F •••M	•••F •••M	•••F •••M	•••F •••M
Analcite	X	••••F ••••M	•M	•M	••••M	••••M
Leucite	X	X	X	X	X	X
Perovskite	X	X	X	X	X	••F ••M
Esfena	••F ••M	••F ••M	••M	••M	••F ••M	••F ••M
Apatite	••I	••I	••M ••I	••M ••I	••I	••I
Magnetite titanifera	•••F •••M ••I	•••F •••M ••I	•••F •••M ••I	•••F •••M ••I	••F ••M ••I	•F •M ••I
Ilmenite	•I	X	X	X	X	X
Vidro	X	X	X	X	X	X

F-Fenocristal	M-Matriz	I-Incluso	••••-Muito abundante	•••-Abundante	••-Acessório	•-Escasso	?-Abundância indeterminada	X-Ausente
---------------	----------	-----------	----------------------	---------------	--------------	-----------	----------------------------	-----------

Anexo I – Composição mineralógica das lâminas observadas

Seqüência	Intermédia										
	Mantos e chaminés basálticos hipocristalinos			Mantos e chaminés basálticos holocristalinos			Escórias				
	SA-1066	SA-1496	SA-1500	SA-1522	SA-1067	SA-1504	SA-1497	SA-581	SA-582	SA-1049	
Olivina	X	•••F •••M	X	X	X	X	X	•F •M	•••F •••M	•F ?M	
Clinopiroxena	••••F ••••M ••••I	••••F ••••M	••••F ••••M	••••F ••••M	••••F ••••M	••••F ••••M ••••I	••••F ••••M	••••F ••••M	••••F ••••M	••••F ••••M	
Plagioclase	X	X	X	X	••••M	••••M	••••F ••••M	X	X	X	
Feldspato alcalino	X	X	X	X	?M	X	••••F ?M	X	X	X	
Kaersutite	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	
Nefelina	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	
Hauyina	••••F ••••M	••••F ••••M	••••F ••••M	••••F ••••M	••••F ••••M	••••F ••••M	••••F ••••M	X	X	X	
Analcite	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	
Leucite	••••M	X	X	X	X	••••F ••••M	X	X	X	X	
Perowskite	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	
Esfena	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	
Apatite	••••F ••••M ••••I	••••I	••••M ••••I	••••M ••••I	••••F ••••M ••••I	••••M ••••I	••••M ••••I	••••F ••••M ••••I	••••F ••••M ••••I	••••F ••••M ••••I	
Magnetite titanífera	••••F ••••M ••••I	••••F ••••M ••••I	••••F ••••M ••••I	••••F ••••M ••••I	••••F ••••M ••••I	••••F ••••M ••••I	••••F ••••M ••••I	••••F ••••M ••••I	••••F ••••M ••••I	••••F ••••M ••••I	
Ilmenite	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	
Vidro	••••	••••	••••	••••	X	X	X	••••	••••	••••	

F-Fenocristal	M-Matriz	I-Incluso	•••••-Muito abundante	•••••-Abundante	•••••-Abundante	•••••-Acessório	•••••-Escasso	?-Abundância indeterminada	X-Ausente

Anexo I – Composição mineralógica das lâminas observadas

Sequência	Superior											
	Mantos vulcânicos			Mantos basálticos			Mantos fonolíticos			Mantos nefelíticos		
	SA-577	SA-747	SA-1742	SA-914	SA-535	SA-596	SA-744	SA-809	SA-329	SA-298		
Amostra												
Olivina	X	X	X	X	X	X	••••F ••••M	••••F ••••M	••••F ••••M	••••F ••••M	••••F ••••M	••••F ••••M
Clinopiroxena	••••F ••••M	••••F ••••M	••••F ••••M	••••F ••••M	••••F ••••M ••••I	••••F ••••M ••••I	••••F ••••M ••••I	••••F ••••M	••••F ••••M	••••F ••••M	••••F ••••M	••••F ••••M
Plagioclase	X	X	X	X	?M	?M	X	X	X	X	X	X
Feldspato alcalino	X	X	X	X	?M	?M	X	X	X	X	X	X
Kaersutite	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Nefelina	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Hauyna	X	••••F ••••M	X	••••F ••••M	••••F ••••M ••••I	••••F ••••M	X	X	X	X	X	X
Analcite	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Leucite	X	X	X	X	••••M	••••F ••••M	X	X	X	X	X	X
Perovskite	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Esfena	X	X	X	X	••••F ••••M	••••F ••••M	X	X	X	X	X	X
Apatite	••••M ••••I	••••M ••••I	••••M ••••I	••••M ••••I	••••M ••••I	••••M ••••I	X	X	••••I	••••I	••••I	••••I
Magnetite titanífera	••••F ••••M ••••I	••••F ••••M ••••I	••••F ••••M ••••I	••••F ••••M ••••I	••••F ••••M ••••I	••••F ••••M ••••I	••••F ••••M ••••I	••••F ••••M	••••F ••••M ••••I	••••F ••••M ••••I	••••F ••••M ••••I	••••F ••••M ••••I
Ilmenite	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Vidro	••••	••••	••••	••••	••••	••••	••••	••••	••••	••••	••••	••••

F-Fenocristal	M-Matriz	I-Incluso	••••-Muito abundante	••••-Abundante	••••-Acessório	•-Escasso	?-Abundância indeterminada	X-Ausente
---------------	----------	-----------	----------------------	----------------	----------------	-----------	----------------------------	-----------

Anexo II – Análises químicas de minerais¹

¹Os óxidos constituintes dos minerais estão expressos em percentagens ponderais (wt%)

Anexo II.1 – Olivinas

Amostra	1496.B.F1	1496.I.F1	1496.N.F1	1496.B.XC	1496.la.XC	1496.lb.XC	1496.N.XC	1496.B.F2	1496.I.F2	1496.N.F2	1496.B.MF1
SiO ₂	39,65	40,15	40,34	39,99	40,24	40,30	40,52	40,26	39,73	39,79	39,90
TiO ₂	0,04	0,07	0,05	0,04	0,03	0,01	0,00	0,04	0,04	0,05	0,04
Al ₂ O ₃	0,04	0,06	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01	0,04	0,05	0,05	0,01
NiO	0,26	0,26	0,24	0,20	0,27	0,33	0,30	0,12	0,13	0,14	0,17
FeO	14,18	14,25	14,51	14,50	14,94	14,52	14,47	15,16	14,38	14,51	15,43
MnO	0,12	0,11	0,18	0,13	0,16	0,16	0,15	0,25	0,11	0,13	0,20
MgO	44,28	44,52	45,30	44,74	44,94	45,43	45,33	44,37	45,46	44,83	44,00
CaO	0,20	0,20	0,20	0,21	0,12	0,07	0,08	0,35	0,28	0,27	0,25
TOTAL	98,77	99,62	100,85	99,83	100,72	100,84	100,86	100,59	100,18	99,77	100,00

Número de iões na base de 4 oxigénios

Si ⁴⁺	1,005	1,008	1,002	1,004	1,003	1,001	1,006	1,006	0,994	1,000	1,004
Ti ⁴⁺	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001
Al ³⁺	0,001	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000
Ni ²⁺	0,005	0,005	0,005	0,004	0,005	0,007	0,006	0,002	0,003	0,003	0,003
Fe ²⁺	0,301	0,299	0,301	0,304	0,311	0,302	0,300	0,317	0,301	0,305	0,325
Mn ²⁺	0,003	0,002	0,004	0,003	0,003	0,003	0,003	0,005	0,002	0,003	0,004
Mg ²⁺	1,673	1,666	1,677	1,673	1,669	1,682	1,677	1,652	1,695	1,679	1,650
Ca ²⁺	0,005	0,005	0,005	0,006	0,003	0,002	0,002	0,009	0,008	0,007	0,007
Catiões	2,994	2,990	2,996	2,995	2,996	2,998	2,994	2,993	3,005	2,999	2,995

Fo (%)	84,20	84,22	84,18	84,08	83,77	84,29	84,33	83,19	84,40	84,09	82,96
Fa (%)	15,80	15,78	15,82	15,92	16,23	15,71	15,67	16,81	15,60	15,91	17,04

B-bordo do extremo a do cristal, **Bb**-bordo do extremo b do cristal, **I**-zona intermédia, **la**-zona intermédia próxima do bordo, **lb**-zona intermédia próxima do núcleo, **N**-núcleo, **F**-fenocristal, **MF**-microfenocristal, **M**-matriz, **XC**-xenocristal.

Anexo II.1 – Olivinas

Amostra	1496.N.MF1	1496.B.MF2	1496.N.MF2	1496.B.MF3	1496.I.MF3	1496.N.MF3	1496.B.M1	1496.N.M1	1496.B.M2	1496.N.M2	1496.B.M3
SiO ₂	39,38	39,43	39,70	39,28	39,21	39,16	40,34	40,11	40,11	40,29	39,97
TiO ₂	0,04	0,07	0,02	0,04	0,05	0,01	0,05	0,06	0,04	0,04	0,07
Al ₂ O ₃	0,00	0,03	0,03	0,01	0,06	0,01	0,03	0,05	0,05	0,03	0,03
NiO	0,19	0,17	0,30	0,15	0,19	0,15	0,14	0,25	0,19	0,26	0,16
FeO	17,65	14,22	14,26	15,30	16,79	16,99	14,29	13,93	14,54	14,12	14,45
MnO	0,16	0,16	0,14	0,17	0,21	0,23	0,20	0,16	0,17	0,14	0,17
MgO	41,77	44,92	44,92	43,83	42,80	43,04	44,81	45,36	45,21	45,02	45,15
CaO	0,10	0,25	0,11	0,25	0,17	0,15	0,29	0,24	0,25	0,19	0,34
TOTAL	99,29	99,25	99,48	99,03	99,48	99,74	100,15	100,16	100,56	100,09	100,34

Número de iões na base de 4 oxigénios

Si ⁴⁺	1,008	0,996	1,000	0,999	0,999	0,997	1,008	1,001	1,000	1,006	0,999
Ti ⁴⁺	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Al ³⁺	0,000	0,001	0,001	0,000	0,002	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Ni ²⁺	0,004	0,003	0,006	0,003	0,004	0,003	0,003	0,005	0,004	0,005	0,003
Fe ²⁺	0,378	0,300	0,300	0,325	0,358	0,362	0,299	0,291	0,303	0,295	0,302
Mn ²⁺	0,003	0,003	0,003	0,004	0,005	0,005	0,004	0,003	0,004	0,003	0,004
Mg ²⁺	1,594	1,691	1,686	1,661	1,626	1,632	1,668	1,687	1,679	1,676	1,681
Ca ²⁺	0,003	0,007	0,003	0,007	0,005	0,004	0,008	0,006	0,007	0,005	0,009
Catiões	2,991	3,002	2,999	3,000	2,999	3,003	2,991	2,997	2,999	2,992	3,000

Fo (%)	80,42	84,35	84,38	83,05	81,43	81,38	84,19	84,68	84,13	84,47	84,10
Fa (%)	19,58	15,65	15,62	16,95	18,57	18,62	15,81	15,32	15,87	15,53	15,90

B-bordo do extremo a do cristal, Bb-bordo do extremo b do cristal, I-zona intermédia, la-zona intermédia próxima do bordo, Ib-zona intermédia próxima do núcleo, N-núcleo, F-fenocristal, MF-microfenocristal, M-matriz, XC-xenocristal.

Anexo II.1 – Olivinas

Amostra	1496.N.M3	581.B.F1	581.la.F1	581.lb.F1	581.N.F1	581.B.F2	581.la.F2	581.lb.F2	581.N.F2	581.B.F3	581.la.F3
SiO ₂	40,26	38,56	39,64	39,41	39,07	38,94	39,40	39,79	39,72	38,37	39,52
TiO ₂	0,07	0,06	0,03	0,05	0,04	0,04	0,03	0,00	0,02	0,04	0,03
Al ₂ O ₃	0,04	0,00	0,05	0,03	0,03	0,00	0,02	0,02	0,03	0,01	0,03
NiO	0,25	0,10	0,09	0,11	0,07	0,05	0,11	0,09	0,13	0,03	0,16
FeO	14,40	19,79	18,19	19,03	19,89	19,73	18,21	16,83	16,41	21,31	16,98
MnO	0,17	0,35	0,27	0,35	0,48	0,42	0,33	0,19	0,24	0,55	0,22
MgO	45,48	40,61	42,23	41,79	41,33	40,54	42,14	44,35	43,90	39,36	43,89
CaO	0,18	0,39	0,26	0,36	0,34	0,45	0,29	0,27	0,25	0,50	0,27
TOTAL	100,85	98,71	99,41	101,13	101,25	100,17	100,53	101,54	100,70	100,39	99,70

Número de iões na base de 4 oxigénios

Si ⁴⁺	1,000	0,995	1,003	0,998	0,993	1,000	1,000	0,993	0,998	0,995	0,992
Ti ⁴⁺	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001
Al ³⁺	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001
Ni ²⁺	0,005	0,002	0,002	0,002	0,001	0,001	0,002	0,002	0,003	0,001	0,003
Fe ²⁺	0,299	0,427	0,385	0,403	0,423	0,424	0,387	0,351	0,345	0,462	0,356
Mn ²⁺	0,004	0,008	0,006	0,008	0,010	0,009	0,007	0,004	0,005	0,012	0,005
Mg ²⁺	1,683	1,561	1,592	1,578	1,566	1,552	1,594	1,649	1,643	1,520	1,642
Ca ²⁺	0,005	0,011	0,007	0,010	0,009	0,012	0,008	0,007	0,007	0,014	0,007
Catiões	2,998	3,004	2,996	3,000	3,005	2,999	2,999	3,007	3,001	3,005	3,007

Fo (%)	84,35	77,73	79,95	78,88	77,92	77,67	79,80	81,91	82,07	75,70	81,54
Fa (%)	15,65	22,27	20,05	21,12	22,08	22,33	20,20	18,09	17,93	24,30	18,46

B-bordo do extremo a do cristal, **Bb**-bordo do extremo b do cristal, **I**-zona intermédia, **la**-zona intermédia próxima do bordo, **lb**-zona intermédia próxima do núcleo, **N**-núcleo, **F**-fenocristal, **MF**-microfenocristal, **M**-matriz, **XC**-xenocristal.

Anexo II.1 – Olivinas

Amostra	581.Ib.F3	581.N.F3	581.B.MF1	581.I.MF1	581.N.MF1	581.B.MF2	581.I.MF2	581.N.MF2	581.B.MF3	581.N.MF3	581.B.M1
SiO ₂	39,83	40,32	38,75	38,83	39,22	38,51	39,00	39,21	38,90	38,56	38,81
TiO ₂	0,02	0,04	0,04	0,03	0,03	0,05	0,04	0,05	0,06	0,03	0,03
Al ₂ O ₃	0,02	0,00	0,02	0,03	0,03	0,01	0,02	0,01	0,05	0,02	0,02
NiO	0,35	0,33	0,06	0,08	0,04	0,03	0,04	0,01	0,08	0,03	0,03
FeO	14,69	14,32	21,20	17,93	19,38	21,57	20,84	20,36	20,35	20,21	20,50
MnO	0,15	0,14	0,47	0,40	0,36	0,58	0,53	0,52	0,49	0,50	0,48
MgO	45,52	45,52	40,26	41,54	41,72	38,45	39,85	40,41	39,30	39,86	39,69
CaO	0,15	0,15	0,50	0,26	0,28	0,49	0,50	0,44	0,53	0,47	0,53
TOTAL	98,43	99,35	101,30	99,65	99,62	99,74	99,38	101,01	99,76	99,68	100,09

Número de iões na base de 4 oxigénios

Si ⁴⁺	0,993	1,001	0,992	1,000	0,996	1,004	1,000	1,001	1,006	0,999	1,002
Ti ⁴⁺	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Al ³⁺	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,002	0,001	0,001
Ni ²⁺	0,007	0,007	0,001	0,002	0,001	0,001	0,001	0,000	0,002	0,001	0,001
Fe ²⁺	0,306	0,297	0,454	0,386	0,411	0,470	0,447	0,435	0,440	0,438	0,442
Mn ²⁺	0,003	0,003	0,010	0,009	0,008	0,013	0,012	0,011	0,011	0,011	0,010
Mg ²⁺	1,692	1,685	1,535	1,594	1,578	1,493	1,523	1,537	1,515	1,538	1,527
Ca ²⁺	0,004	0,004	0,014	0,007	0,008	0,014	0,014	0,012	0,015	0,013	0,015
Catiões	3,006	2,998	3,007	2,999	3,003	2,995	2,998	2,998	2,992	3,001	2,998

Fo (%)	84,08	84,43	76,23	79,80	78,69	75,04	76,31	77,05	76,43	76,90	76,53
Fa (%)	15,92	15,57	23,77	20,20	21,31	24,96	23,69	22,95	23,57	23,10	23,47

B-bordo do extremo a do cristal, **Bb**-bordo do extremo b do cristal, **I**-zona intermédia, **la**-zona intermédia próxima do bordo, **lb**-zona intermédia próxima do núcleo, **N**-núcleo, **F**-fenocristal, **MF**-microfenocristal, **M**-matriz, **XC**-xenocristal.

Anexo II.1 – Olivinas

Amostra	581.N.M1	581.B.M2	581.N.M2	582.B.F1	582.la.F1	582.lb.F1	582.N.F1	582.B.F2	582.la.F2	582.lb.F2	582.N.F2
SiO ₂	38,80	38,73	39,03	39,70	38,92	39,70	39,49	38,94	39,70	39,58	39,58
TiO ₂	0,04	0,05	0,12	0,06	0,04	0,04	0,04	0,03	0,05	0,06	0,01
Al ₂ O ₃	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	0,01	0,02	0,03	0,03	0,02	0,00
NiO	0,02	0,05	0,08	0,08	0,09	0,09	0,07	0,09	0,13	0,13	0,11
FeO	20,28	21,42	21,17	16,00	15,82	16,18	16,16	18,51	15,91	15,92	16,50
MnO	0,49	0,57	0,50	0,27	0,23	0,23	0,25	0,44	0,15	0,20	0,21
MgO	39,92	39,13	39,38	43,27	43,32	42,88	43,66	41,68	43,95	43,21	43,45
CaO	0,45	0,51	0,50	0,31	0,26	0,28	0,27	0,28	0,28	0,26	0,28
TOTAL	100,02	100,49	100,80	100,17	100,53	101,54	99,96	100,00	100,20	99,38	100,14

Número de iões na base de 4 oxigénios

Si ⁴⁺	1,001	1,000	1,003	1,005	0,996	1,008	0,998	0,996	1,000	1,005	1,000
Ti ⁴⁺	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000
Al ³⁺	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000
Ni ²⁺	0,000	0,001	0,002	0,002	0,002	0,002	0,001	0,002	0,003	0,003	0,002
Fe ²⁺	0,438	0,463	0,455	0,339	0,339	0,344	0,342	0,396	0,335	0,338	0,349
Mn ²⁺	0,011	0,012	0,011	0,006	0,005	0,005	0,005	0,010	0,003	0,004	0,004
Mg ²⁺	1,535	1,506	1,508	1,632	1,652	1,623	1,645	1,589	1,649	1,635	1,636
Ca ²⁺	0,012	0,014	0,014	0,008	0,007	0,008	0,007	0,008	0,008	0,007	0,008
Catiões	2,998	2,998	2,995	2,994	3,003	2,991	3,001	3,003	2,999	2,994	3,000

Fo (%)	76,89	75,44	75,82	82,16	82,42	81,92	82,22	79,29	82,58	82,29	81,86
Fa (%)	23,11	24,56	24,18	17,84	17,58	18,08	17,78	20,71	17,42	17,71	18,14

B-bordo do extremo a do cristal, **Bb**-bordo do extremo b do cristal, **I**-zona intermédia, **la**-zona intermédia próxima do bordo, **lb**-zona intermédia próxima do núcleo, **N**-núcleo, **F**-fenocristal, **MF**-microfenocristal, **M**-matriz, **XC**-xenocristal.

Anexo II.1 – Olivinas

Amostra	582.B.F3	582.I.F3	582.N.F3	582.B.F4	582.I.F4	582.N.F4	582.B.MF1	582.N.MF1	582.B.MF2	582.I.MF2	582.N.MF2
SiO ₂	39,70	39,83	39,37	38,51	39,56	39,21	39,20	39,32	39,57	39,60	39,75
TiO ₂	0,06	0,06	0,04	0,07	0,01	0,05	0,11	0,02	0,08	0,04	0,02
Al ₂ O ₃	0,02	0,04	0,01	0,03	0,03	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01
NiO	0,08	0,10	0,09	0,02	0,10	0,06	0,07	0,14	0,11	0,10	0,09
FeO	15,81	16,22	16,08	15,62	15,40	15,77	16,11	16,33	15,50	16,04	15,41
MnO	0,20	0,19	0,21	0,24	0,25	0,28	0,27	0,24	0,23	0,22	0,26
MgO	43,58	43,65	43,64	43,60	43,66	43,93	43,47	43,31	43,51	43,60	43,27
CaO	0,34	0,30	0,26	0,34	0,34	0,34	0,37	0,36	0,36	0,31	0,31
TOTAL	99,79	100,39	99,70	98,43	99,35	99,65	99,62	99,74	99,38	99,92	99,12

Número de iões na base de 4 oxigénios

Si ⁴⁺	1,003	1,002	0,998	0,989	1,003	0,994	0,995	0,998	1,003	1,001	1,009
Ti ⁴⁺	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,002	0,000	0,002	0,001	0,000
Al ³⁺	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000
Ni ²⁺	0,002	0,002	0,002	0,000	0,002	0,001	0,001	0,003	0,002	0,002	0,002
Fe ²⁺	0,334	0,341	0,341	0,335	0,326	0,334	0,342	0,347	0,329	0,339	0,327
Mn ²⁺	0,004	0,004	0,005	0,005	0,005	0,006	0,006	0,005	0,005	0,005	0,006
Mg ²⁺	1,641	1,637	1,648	1,668	1,649	1,659	1,645	1,638	1,644	1,642	1,637
Ca ²⁺	0,009	0,008	0,007	0,009	0,009	0,009	0,010	0,010	0,010	0,008	0,008
Catiões	2,995	2,996	3,001	3,010	2,997	3,005	3,002	3,001	2,995	2,998	2,990

Fo (%)	82,47	82,15	82,32	82,64	82,79	82,56	82,07	81,82	82,62	82,26	82,68
Fa (%)	17,53	17,85	17,68	17,36	17,21	17,44	17,93	18,18	17,38	17,74	17,32

B-bordo do extremo a do cristal, **Bb**-bordo do extremo b do cristal, **I**-zona intermédia, **la**-zona intermédia próxima do bordo, **lb**-zona intermédia próxima do núcleo, **N**-núcleo, **F**-fenocristal, **MF**-microfenocristal, **M**-matriz, **XC**-xenocristal.

Anexo II.1 – Olivinas

Amostra	582.B.M1	582.N.M1	744.Ba.XC1	744.Ia.XC1	744.Ib.XC1	744.N.XC1	744.Ic.XC1	744.Bb.XC1	744.B.MF1	744.N.MF1	744.B.XC2
SiO ₂	39,43	39,48	39,68	39,43	41,05	41,02	41,03	39,58	39,88	39,67	39,95
TiO ₂	0,09	0,06	0,01	0,03	0,02	0,03	0,00	0,02	0,06	0,06	0,02
Al ₂ O ₃	0,04	0,03	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,02	0,04	0,04
NiO	0,09	0,09	0,19	0,25	0,40	0,40	0,44	0,19	0,18	0,22	0,16
FeO	16,00	16,23	15,26	15,14	8,18	8,22	8,32	15,53	15,14	15,08	15,44
MnO	0,24	0,24	0,22	0,13	0,15	0,14	0,13	0,20	0,23	0,17	0,20
MgO	42,82	43,10	44,24	44,06	50,38	50,46	50,20	44,50	44,76	44,69	44,51
CaO	0,25	0,23	0,27	0,16	0,06	0,05	0,06	0,16	0,29	0,20	0,23
TOTAL	98,96	99,46	100,17	100,53	100,24	100,32	100,20	100,19	100,56	100,13	100,55

Número de iões na base de 4 oxigénios

Si ⁴⁺	1,006	1,003	1,000	1,000	0,998	0,997	0,998	0,996	0,998	0,996	1,000
Ti ⁴⁺	0,002	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000
Al ³⁺	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001
Ni ²⁺	0,002	0,002	0,004	0,005	0,008	0,008	0,009	0,004	0,004	0,004	0,003
Fe ²⁺	0,341	0,345	0,322	0,321	0,166	0,167	0,169	0,327	0,317	0,317	0,323
Mn ²⁺	0,005	0,005	0,005	0,003	0,003	0,003	0,003	0,004	0,005	0,004	0,004
Mg ²⁺	1,628	1,632	1,662	1,665	1,825	1,827	1,820	1,668	1,669	1,673	1,661
Ca ²⁺	0,007	0,006	0,007	0,004	0,002	0,001	0,002	0,004	0,008	0,005	0,006
Catiões	2,992	2,995	3,000	2,999	3,002	3,003	3,001	3,004	3,001	3,002	2,999

Fo (%)	82,10	82,01	83,13	83,33	91,08	91,09	90,91	83,12	83,38	83,51	83,14
Fa (%)	17,90	17,99	16,87	16,67	8,92	8,91	9,09	16,88	16,62	16,49	16,86

B-bordo do extremo a do cristal, **Bb**-bordo do extremo b do cristal, **I**-zona intermédia, **la**-zona intermédia próxima do bordo, **lb**-zona intermédia próxima do núcleo, **N**-núcleo, **F**-fenocristal, **MF**-microfenocristal, **M**-matriz, **XC**-xenocristal.

Anexo II.1 – Olivinas

Amostra	744.I.XC2	744.N.XC2	744.B.XC2	744.I.XC3	744.N.XC3	744.B.MF2	744.N.MF2	744.B.M1	744.N.M1	744.B.M2	744.N.M2
SiO ₂	40,45	41,58	39,82	39,99	40,06	39,77	39,36	39,97	39,57	39,69	40,16
TiO ₂	0,03	0,00	0,05	0,01	0,02	0,09	0,01	0,09	0,06	0,11	0,05
Al ₂ O ₃	0,00	0,00	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,03	0,06	0,03	0,06
NiO	0,29	0,34	0,13	0,38	0,35	0,15	0,25	0,09	0,23	0,13	0,19
FeO	13,55	7,80	14,96	14,27	13,61	15,28	14,35	15,12	15,58	15,06	15,10
MnO	0,12	0,11	0,25	0,14	0,11	0,23	0,17	0,21	0,23	0,22	0,18
MgO	46,02	50,83	44,49	45,19	45,52	44,05	44,87	44,65	44,02	44,71	45,04
CaO	0,11	0,06	0,35	0,09	0,07	0,34	0,13	0,37	0,23	0,36	0,20
TOTAL	100,57	100,72	100,08	100,10	101,54	99,95	100,70	100,17	101,10	100,73	100,82

Número de iões na base de 4 oxigénios

Si ⁴⁺	1,003	1,003	1,000	1,001	1,002	1,001	0,995	0,999	0,998	0,995	0,999
Ti ⁴⁺	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002	0,000	0,002	0,001	0,002	0,001
Al ³⁺	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001	0,002
Ni ²⁺	0,006	0,007	0,003	0,008	0,007	0,003	0,005	0,002	0,005	0,003	0,004
Fe ²⁺	0,281	0,157	0,314	0,299	0,285	0,322	0,304	0,316	0,329	0,316	0,314
Mn ²⁺	0,003	0,002	0,005	0,003	0,002	0,005	0,004	0,004	0,005	0,005	0,004
Mg ²⁺	1,701	1,827	1,665	1,685	1,697	1,653	1,691	1,664	1,655	1,671	1,670
Ca ²⁺	0,003	0,002	0,009	0,002	0,002	0,009	0,004	0,010	0,006	0,010	0,005
Catiões	2,996	2,997	2,999	2,999	2,997	2,996	3,004	2,998	3,000	3,002	2,999

Fo (%)	85,34	91,59	83,40	84,39	85,15	82,99	84,27	83,36	82,77	83,41	83,62
Fa (%)	14,66	8,41	16,60	15,61	14,85	17,01	15,73	16,64	17,23	16,69	16,38

B-bordo do extremo a do cristal, **Bb**-bordo do extremo b do cristal, **I**-zona intermédia, **la**-zona intermédia próxima do bordo, **lb**-zona intermédia próxima do núcleo, **N**-núcleo, **F**-fenocristal, **MF**-microfenocristal, **M**-matriz, **XC**-xenocristal.

Anexo II.1 – Olivinas

Amostra	744.B.M3	744.N.M3	809.B.XC1	809.la.XC1	809.lb.XC1	809.N.XC1	809.B.XC2	809.la.XC2	809.lb.XC2	809.N.XC2	809.B.XC3
SiO ₂	39,43	39,90	39,85	39,71	39,80	39,47	39,67	40,04	39,48	40,05	39,51
TiO ₂	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,01	0,00	0,02	0,02	0,02	0,05
Al ₂ O ₃	0,02	0,05	0,04	0,04	0,01	0,02	0,03	0,00	0,03	0,03	0,03
NiO	0,18	0,24	0,29	0,33	0,34	0,29	0,23	0,27	0,28	0,30	0,15
FeO	15,36	15,32	15,14	14,66	15,09	15,07	16,09	14,91	15,00	14,63	15,20
MnO	0,21	0,19	0,17	0,16	0,14	0,19	0,16	0,14	0,18	0,16	0,21
MgO	44,03	44,42	45,00	45,34	45,17	44,63	44,15	45,20	45,12	45,05	44,38
CaO	0,20	0,16	0,08	0,08	0,09	0,10	0,17	0,09	0,07	0,09	0,22
TOTAL	101,30	99,10	100,59	100,35	100,66	99,78	100,50	100,67	100,18	100,33	99,75

Número de iões na base de 4 oxigénios

Si ⁴⁺	0,999	1,001	0,996	0,994	0,995	0,995	0,997	0,999	0,991	1,001	0,997
Ti ⁴⁺	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
Al ³⁺	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001
Ni ²⁺	0,004	0,005	0,006	0,007	0,007	0,006	0,005	0,005	0,006	0,006	0,003
Fe ²⁺	0,325	0,321	0,317	0,307	0,315	0,318	0,338	0,311	0,315	0,306	0,321
Mn ²⁺	0,005	0,004	0,004	0,003	0,003	0,004	0,003	0,003	0,004	0,003	0,004
Mg ²⁺	1,662	1,660	1,677	1,691	1,682	1,677	1,654	1,680	1,689	1,678	1,669
Ca ²⁺	0,005	0,004	0,002	0,002	0,002	0,003	0,005	0,002	0,002	0,002	0,006
Catiões	3,001	2,998	3,003	3,005	3,005	3,004	3,003	3,001	3,008	2,998	3,002

Fo (%)	83,07	83,24	83,63	84,13	83,71	83,56	82,50	83,93	83,80	84,10	83,22
Fa (%)	16,93	16,76	16,37	15,87	16,29	16,44	17,50	16,07	16,20	15,90	16,68

B-bordo do extremo a do cristal, **Bb**-bordo do extremo b do cristal, **I**-zona intermédia, **la**-zona intermédia próxima do bordo, **lb**-zona intermédia próxima do núcleo, **N**-núcleo, **F**-fenocristal, **MF**-microfenocristal, **M**-matriz, **XC**-xenocristal.

Anexo II.1 – Olivinas

Amostra	809.la.XC3	809.lb.XC3	809.N.XC3	809.B.F1	809.la.F1	809.lb.F1	809.N.F1	809.B.F2	809.I.F2	809.N.F2	809.B.MF1
SiO ₂	39,79	39,86	39,96	39,75	39,49	39,78	39,43	39,58	39,59	40,17	39,45
TiO ₂	0,03	0,00	0,02	0,05	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,00	0,06
Al ₂ O ₃	0,00	0,02	0,00	0,06	0,03	0,03	0,03	0,02	0,04	0,02	0,04
NiO	0,36	0,39	0,33	0,20	0,19	0,23	0,22	0,16	0,24	0,26	0,15
FeO	13,96	13,67	13,84	15,72	15,89	15,74	15,60	15,43	15,33	15,32	15,35
MnO	0,10	0,14	0,14	0,17	0,12	0,23	0,17	0,16	0,14	0,15	0,21
MgO	46,09	45,71	46,54	44,06	44,89	44,57	45,21	44,11	45,16	45,02	44,46
CaO	0,07	0,04	0,06	0,21	0,15	0,14	0,16	0,22	0,13	0,12	0,23
TOTAL	100,40	99,83	100,89	100,22	100,79	100,74	100,84	99,70	100,66	101,06	99,95

Número de iões na base de 4 oxigénios

Si ⁴⁺	0,992	0,998	0,991	1,000	0,989	0,996	0,987	1,000	0,991	1,000	0,994
Ti ⁴⁺	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001
Al ³⁺	0,000	0,001	0,000	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Ni ²⁺	0,007	0,008	0,007	0,004	0,004	0,005	0,004	0,003	0,005	0,005	0,003
Fe ²⁺	0,291	0,286	0,287	0,331	0,333	0,330	0,326	0,326	0,321	0,319	0,324
Mn ²⁺	0,002	0,003	0,003	0,004	0,003	0,005	0,004	0,003	0,003	0,003	0,004
Mg ²⁺	1,713	1,705	1,720	1,652	1,676	1,663	1,686	1,660	1,684	1,670	1,670
Ca ²⁺	0,002	0,001	0,002	0,006	0,004	0,004	0,004	0,006	0,003	0,003	0,006
Catiões	3,007	3,002	3,009	2,998	3,010	3,003	3,013	3,000	3,008	3,000	3,004

Fo (%)	85,00	85,12	85,23	82,76	83,01	82,91	83,28	83,07	83,53	83,49	83,20
Fa (%)	15,00	14,88	14,77	17,24	16,99	17,09	16,72	16,93	16,47	16,51	16,80

B-bordo do extremo a do cristal, **Bb**-bordo do extremo b do cristal, **I**-zona intermédia, **la**-zona intermédia próxima do bordo, **lb**-zona intermédia próxima do núcleo, **N**-núcleo, **F**-fenocristal, **MF**-microfenocristal, **M**-matriz, **XC**-xenocristal.

Anexo II.1 – Olivinas

Amostra	809.N.MF1	809.B.MF2	809.N.MF2	809.B.M1	809.N.M1	329.B.F1	329.Ia.F1	329.Ib.F1	329.N.F1	329.B.F2	329.Ia.F2
SiO ₂	39,73	39,72	39,91	39,72	39,42	39,51	39,76	39,67	39,71	39,87	39,45
TiO ₂	0,04	0,02	0,04	0,07	0,07	0,03	0,05	0,02	0,02	0,05	0,00
Al ₂ O ₃	0,03	0,03	0,05	0,05	0,04	0,04	0,02	0,01	0,03	0,03	0,04
NiO	0,16	0,14	0,23	0,18	0,17	0,17	0,17	0,11	0,13	0,09	0,23
FeO	15,41	15,27	15,31	15,29	15,36	15,76	15,35	15,28	15,62	17,46	15,18
MnO	0,21	0,23	0,19	0,13	0,17	0,25	0,20	0,18	0,15	0,35	0,17
MgO	45,10	44,73	45,08	43,78	43,98	44,08	43,94	44,16	44,11	42,03	43,76
CaO	0,18	0,28	0,17	0,18	0,17	0,34	0,23	0,21	0,24	0,25	0,13
TOTAL	100,86	100,42	100,98	99,40	99,38	100,18	99,72	99,64	100,01	100,13	98,96

Número de iões na base de 4 oxigénios

Si ⁴⁺	0,992	0,996	0,995	1,005	0,999	0,996	1,003	1,001	1,000	1,011	1,003
Ti ⁴⁺	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000
Al ³⁺	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001
Ni ²⁺	0,003	0,003	0,005	0,004	0,003	0,003	0,003	0,002	0,003	0,002	0,005
Fe ²⁺	0,322	0,320	0,319	0,323	0,325	0,332	0,324	0,323	0,329	0,370	0,323
Mn ²⁺	0,004	0,005	0,004	0,003	0,004	0,005	0,004	0,004	0,003	0,008	0,004
Mg ²⁺	1,679	1,671	1,675	1,651	1,661	1,656	1,653	1,661	1,656	1,588	1,658
Ca ²⁺	0,005	0,008	0,005	0,005	0,005	0,009	0,006	0,006	0,006	0,007	0,004
Catiões	3,007	3,003	3,004	2,993	2,999	3,003	2,995	2,998	2,999	2,988	2,997

Fo (%)	83,40	83,30	83,44	83,13	83,13	82,55	83,04	83,24	82,91	80,44	83,21
Fa (%)	16,60	16,70	16,56	16,87	16,87	17,45	16,96	16,76	17,09	19,56	16,79

B-bordo do extremo a do cristal, **Bb**-bordo do extremo b do cristal, **I**-zona intermédia, **la**-zona intermédia próxima do bordo, **lb**-zona intermédia próxima do núcleo, **N**-núcleo, **F**-fenocristal, **MF**-microfenocristal, **M**-matriz, **XC**-xenocristal.

Anexo II.1 – Olivinas

Amostra	329.Ib.F2	329.N.F2	329.Ba.F3	329.Ia.F3	329.N.F3	329.Ib.F3	329.Bb.F3	329.B.MF1	329.I.MF1	329.N.MF1	329.B.MF2
SiO ₂	40,01	39,92	39,22	39,98	39,68	39,62	39,77	39,44	38,96	39,58	39,58
TiO ₂	0,04	0,03	0,11	0,06	0,03	0,07	0,03	0,05	0,06	0,02	0,06
Al ₂ O ₃	0,01	0,03	0,02	0,02	0,02	0,07	0,05	0,03	0,04	0,04	0,07
NiO	0,19	0,25	0,09	0,21	0,09	0,07	0,15	0,12	0,26	0,21	0,15
FeO	15,29	15,27	18,94	15,68	15,54	17,19	15,85	15,46	14,98	16,31	15,73
MnO	0,15	0,16	0,34	0,19	0,17	0,17	0,26	0,26	0,16	0,25	0,21
MgO	43,54	43,86	40,63	43,88	43,96	42,67	43,99	43,82	43,74	43,10	43,65
CaO	0,13	0,09	0,37	0,21	0,20	0,17	0,20	0,29	0,15	0,15	0,23
TOTAL	99,36	99,61	99,72	100,23	99,69	100,03	100,30	99,47	98,35	99,66	99,68

Número de iões na base de 4 oxigénios

Si ⁴⁺	1,012	1,007	1,007	1,005	1,002	1,004	1,000	0,999	0,997	1,004	1,001
Ti ⁴⁺	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001
Al ³⁺	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002
Ni ²⁺	0,004	0,005	0,002	0,004	0,002	0,001	0,003	0,002	0,005	0,004	0,003
Fe ²⁺	0,323	0,322	0,407	0,330	0,328	0,364	0,333	0,328	0,321	0,346	0,333
Mn ²⁺	0,003	0,003	0,007	0,004	0,004	0,004	0,006	0,006	0,003	0,005	0,004
Mg ²⁺	1,641	1,650	1,555	1,644	1,655	1,612	1,649	1,655	1,668	1,629	1,646
Ca ²⁺	0,004	0,002	0,010	0,006	0,005	0,005	0,005	0,008	0,004	0,004	0,006
Catiões	2,987	2,992	2,991	2,994	2,997	2,993	2,998	2,999	3,001	2,995	2,997

Fo (%)	83,09	83,20	78,49	82,71	83,00	81,18	82,61	82,82	83,34	81,93	82,61
Fa (%)	16,91	16,80	21,51	17,29	17,00	18,82	17,39	17,18	16,66	18,07	17,39

B-bordo, **Ba**-bordo do extremo a do cristal, **Bb**-bordo do extremo b do cristal, **I**-zona intermédia, **la**-zona intermédia próxima do bordo, **lb**-zona intermédia próxima do núcleo, **N**-núcleo, **F**-fenocristal, **MF**-microfenocristal, **M**-matriz, **XC**-xenocristal.

Anexo II.1 – Olivinas

Amostra	329.I.MF2	329.N.MF2	329.B.M1	329.N.M1	329.B.M2	329.N.M2	329.B.XC	329.Ia.XC	329.Ib.XC	329.N.XC
SiO ₂	39,76	39,32	39,28	40,31	39,15	40,22	39,55	39,45	39,30	39,81
TiO ₂	0,04	0,04	0,05	0,04	0,08	0,02	0,04	0,03	0,01	0,02
Al ₂ O ₃	0,01	0,02	0,02	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,00	0,01
NiO	0,25	0,19	0,16	0,17	0,09	0,19	0,17	0,22	0,22	0,35
FeO	14,92	16,15	17,90	14,10	19,01	15,02	16,04	16,70	15,70	15,48
MnO	0,17	0,18	0,31	0,22	0,39	0,22	0,26	0,16	0,21	0,19
MgO	44,03	43,28	41,35	43,81	40,30	43,95	43,04	43,22	43,48	44,23
CaO	0,15	0,09	0,25	0,23	0,39	0,21	0,20	0,12	0,08	0,08
TOTAL	99,33	99,27	99,32	98,91	99,44	99,87	99,33	99,93	99,00	100,17

Número de iões na base de 4 oxigénios

Si ⁴⁺	1,005	1,001	1,008	1,018	1,009	1,011	1,005	1,000	1,001	1,001
Ti ⁴⁺	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000
Al ³⁺	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000
Ni ²⁺	0,005	0,004	0,003	0,003	0,002	0,004	0,003	0,004	0,005	0,007
Fe ²⁺	0,315	0,344	0,384	0,298	0,410	0,316	0,341	0,354	0,335	0,326
Mn ²⁺	0,004	0,004	0,007	0,005	0,009	0,005	0,006	0,003	0,005	0,004
Mg ²⁺	1,659	1,642	1,581	1,649	1,547	1,646	1,631	1,633	1,651	1,658
Ca ²⁺	0,004	0,002	0,007	0,006	0,011	0,006	0,005	0,003	0,002	0,002
Catiões	2,994	2,998	2,991	2,981	2,989	2,988	2,993	2,999	2,998	2,998
Fo (%)	83,50	82,26	79,78	84,09	78,23	83,31	82,10	81,73	82,69	83,03
Fa (%)	16,50	17,74	20,22	15,91	21,77	16,69	17,90	18,27	17,31	16,97

B-bordo do extremo a do cristal, **Bb**-bordo do extremo b do cristal, **I**-zona intermédia, **la**-zona intermédia próxima do bordo, **lb**-zona intermédia próxima do núcleo, **N**-núcleo, **F**-fenocristal, **MF**-microfenocristal, **M**-matriz, **XC**-xenocristal.

Anexo II.2 - Piroxenas

Grupo	II	II	II	II	II	I	I
Amostra	1514.B.MF	1514.N.MF	1514.M	1509.B.F	1509.N.F	1066.B.F	1066.I.F
SiO ₂	45,96	45,25	44,81	51,49	51,72	45,92	46,65
TiO ₂	2,46	3,38	2,85	1,37	1,23	3,71	3,49
Al ₂ O ₃	6,67	7,42	7,54	2,51	2,41	6,44	6,01
Cr ₂ O ₃	0,04	0,00	0,04	0,01	0,03	0,01	0,00
Fe ₂ O ₃	6,14	4,82	7,02	1,65	2,01	4,39	3,83
FeO	5,44	5,21	3,94	6,99	6,65	3,16	3,43
MnO	0,34	0,36	0,31	0,23	0,13	0,10	0,13
MgO	9,36	9,75	9,81	12,38	12,54	12,10	12,41
CaO	22,67	22,97	22,99	22,45	22,32	23,66	23,59
Na ₂ O	1,07	0,96	0,94	1,01	1,12	0,67	0,65
K ₂ O	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00
TOTAL	100,17	100,13	100,24	100,12	100,16	100,16	100,19

Número de iões na base de 6 oxigénios

Si ⁴⁺	1,743	1,710	1,694	1,920	1,925	1,716	1,740
Al ^{IV}	0,257	0,290	0,306	0,080	0,075	0,284	0,260
T	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Al ^{VI}	0,041	0,041	0,030	0,030	0,031	0,000	0,004
Ti ⁴⁺	0,070	0,096	0,081	0,038	0,034	0,104	0,098
Cr ³⁺	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000
Fe ³⁺	0,175	0,137	0,200	0,046	0,056	0,124	0,108
Fe ²⁺	0,173	0,165	0,125	0,218	0,207	0,099	0,107
Mn ²⁺	0,011	0,011	0,010	0,007	0,004	0,003	0,004
Mg ²⁺	0,529	0,550	0,553	0,688	0,696	0,674	0,690
Ca ²⁺	0,921	0,930	0,931	0,897	0,890	0,947	0,943
Na ⁺	0,079	0,070	0,069	0,073	0,081	0,049	0,047
K ⁺	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
M1+M2	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000

Wo	50,91	51,87	51,18	48,33	48,03	51,27	50,92
En	29,24	30,67	30,40	37,07	37,56	36,49	37,26
Fs	19,85	17,46	18,42	14,60	14,41	12,24	11,83

B-bordo, **I**-zona intermédia, **N**-núcleo, **Bb**-bordo do sector basal, **Nb**-núcleo do sector basal, **Bp**-bordo do sector prismático, **Np**-núcleo do sector prismático, **Ib**-zona intermédia do sector basal, **Ip**-zona intermédia do sector prismático, **F**-fenocristal, **MF**-microfenocristal, **M**-matriz.

Anexo II.2 - Piroxenas

Grupo	I	I	I	I	I	I	I
Amostra	1066.N.F	1066.B.MF1	1066.N.MF1	1066.MF2	1067.B.MF	1067.N.MF	1067.M
SiO ₂	45,81	47,17	48,08	47,40	48,54	48,39	45,10
TiO ₂	3,98	3,15	2,93	3,10	2,84	3,01	4,17
Al ₂ O ₃	6,78	5,55	5,02	5,15	4,44	4,64	7,19
Cr ₂ O ₃	0,00	0,01	0,01	0,13	0,00	0,00	0,03
Fe ₂ O ₃	4,10	2,06	1,18	1,88	1,65	2,63	4,02
FeO	3,43	5,83	5,97	5,55	5,26	4,53	4,42
MnO	0,08	0,18	0,16	0,28	0,07	0,14	0,13
MgO	12,07	11,90	12,47	12,67	13,14	13,19	11,30
CaO	23,59	22,14	22,42	22,00	22,61	23,01	23,15
Na ₂ O	0,67	0,78	0,65	0,61	0,62	0,62	0,71
K ₂ O	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01
TOTAL	100,51	98,78	98,90	98,78	99,17	100,17	100,23

Número de iões na base de 6 oxigénios

Si ⁴⁺	1,706	1,786	1,813	1,791	1,821	1,800	1,692
Al ^{IV}	0,294	0,214	0,187	0,209	0,179	0,200	0,308
T	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Al ^{VI}	0,004	0,034	0,036	0,021	0,017	0,003	0,010
Ti ⁴⁺	0,111	0,090	0,083	0,088	0,080	0,084	0,118
Cr ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,001
Fe ³⁺	0,115	0,059	0,033	0,053	0,046	0,074	0,114
Fe ²⁺	0,107	0,185	0,188	0,175	0,165	0,141	0,139
Mn ²⁺	0,003	0,006	0,005	0,009	0,002	0,004	0,004
Mg ²⁺	0,670	0,672	0,701	0,714	0,735	0,731	0,632
Ca ²⁺	0,941	0,898	0,906	0,891	0,909	0,917	0,931
Na ⁺	0,048	0,057	0,048	0,045	0,045	0,045	0,052
K ⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
M1+M2	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000

Wo	51,25	49,34	49,43	48,37	48,95	49,12	51,15
En	36,49	36,92	38,24	38,76	39,58	39,15	34,73
Fs	12,25	13,74	12,33	12,87	11,47	11,73	14,12

B-bordo, **I**-zona intermédia, **N**-núcleo, **Bb**-bordo do sector basal, **Nb**-núcleo do sector basal, **Bp**-bordo do sector prismático, **Np**-núcleo do sector prismático, **Ib**-zona intermédia do sector basal, **Ip**-zona intermédia do sector prismático, **F**-fenocristal, **MF**-microfenocristal, **M**-matriz.

Anexo II.2 - Piroxenas

Grupo	I	I	I	I	I	I	I
Amostra	1496.B.F	1496.N.F	1496.M2	1500.B.MF1	1500.N.MF1	1500.MF2	1545.B.MF1
SiO ₂	43,92	42,53	47,62	46,47	48,10	43,42	46,52
TiO ₂	5,03	5,56	3,55	3,52	2,98	4,95	3,58
Al ₂ O ₃	8,54	9,03	5,71	6,13	5,00	8,67	5,55
Cr ₂ O ₃	0,00	0,17	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00
Fe ₂ O ₃	3,68	4,69	1,82	3,63	3,25	4,67	2,93
FeO	2,85	2,81	4,19	3,54	3,67	4,15	5,32
MnO	0,10	0,20	0,03	0,08	0,03	0,10	0,16
MgO	11,62	11,37	13,32	12,38	13,13	10,54	12,07
CaO	23,78	23,15	23,63	23,73	23,91	23,13	22,65
Na ₂ O	0,62	0,56	0,40	0,57	0,53	0,79	0,61
K ₂ O	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00
TOTAL	100,16	100,06	100,30	100,04	100,62	100,44	99,39

Número de iões na base de 6 oxigénios

Si ⁴⁺	1,642	1,600	1,765	1,736	1,782	1,631	1,756
Al ^{IV}	0,358	0,400	0,235	0,264	0,218	0,369	0,244
T	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Al ^{VI}	0,018	0,000	0,015	0,006	0,000	0,015	0,003
Ti ⁴⁺	0,141	0,157	0,099	0,099	0,083	0,140	0,102
Cr ³⁺	0,000	0,005	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Fe ³⁺	0,104	0,133	0,051	0,102	0,090	0,132	0,083
Fe ²⁺	0,089	0,088	0,130	0,111	0,114	0,131	0,168
Mn ²⁺	0,003	0,006	0,001	0,003	0,001	0,003	0,005
Mg ²⁺	0,647	0,637	0,736	0,689	0,725	0,590	0,679
Ca ²⁺	0,952	0,933	0,938	0,950	0,949	0,931	0,916
Na ⁺	0,045	0,041	0,028	0,041	0,038	0,058	0,045
K ⁺	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
M1+M2	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000

Wo	53,04	51,92	50,54	51,21	50,51	52,10	49,49
En	36,04	35,45	39,66	37,14	38,58	33,02	36,68
Fs	10,92	12,63	9,81	11,64	10,91	14,89	13,83

B-bordo, **I**-zona intermédia, **N**-núcleo, **Bb**-bordo do sector basal, **Nb**-núcleo do sector basal, **Bp**-bordo do sector prismático, **Np**-núcleo do sector prismático, **Ib**-zona intermédia do sector basal, **Ip**-zona intermédia do sector prismático, **F**-fenocristal, **MF**-microfenocristal, **M**-matriz.

Anexo II.2 - Piroxenas

Grupo	III	III	I	I	I	I	I
Amostra	1545.I.MF1	1545.N.MF1	1545.MF2	1523.B.F	1523.I.F	1523.N.F	1523.B.MF1
SiO ₂	46,98	46,18	47,78	42,34	48,06	47,90	47,67
TiO ₂	1,32	1,55	3,15	5,35	2,80	2,89	2,84
Al ₂ O ₃	5,43	5,96	5,08	8,70	4,91	4,95	4,92
Cr ₂ O ₃	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,04
Fe ₂ O ₃	4,94	4,78	2,15	4,51	1,60	1,73	2,13
FeO	9,25	10,45	5,25	3,96	4,97	5,18	5,35
MnO	0,59	0,43	0,10	0,09	0,07	0,06	0,15
MgO	8,23	7,46	12,76	10,79	13,08	12,85	12,28
CaO	22,20	21,77	22,68	22,43	22,73	22,79	22,93
Na ₂ O	0,95	0,98	0,60	0,73	0,54	0,54	0,60
K ₂ O	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00
TOTAL	99,89	99,58	99,56	98,91	98,77	98,89	98,91

Número de iões na base de 6 oxigénios

Si ⁴⁺	1,803	1,786	1,791	1,614	1,809	1,804	1,801
Al ^{IV}	0,197	0,214	0,209	0,386	0,191	0,196	0,199
T	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Al ^{VI}	0,049	0,058	0,015	0,005	0,027	0,023	0,020
Ti ⁴⁺	0,038	0,045	0,089	0,153	0,079	0,082	0,081
Cr ³⁺	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
Fe ³⁺	0,143	0,139	0,061	0,129	0,045	0,049	0,061
Fe ²⁺	0,297	0,338	0,165	0,126	0,157	0,163	0,169
Mn ²⁺	0,019	0,014	0,003	0,003	0,002	0,002	0,005
Mg ²⁺	0,471	0,430	0,713	0,613	0,734	0,721	0,692
Ca ²⁺	0,913	0,902	0,911	0,916	0,917	0,920	0,928
Na ⁺	0,071	0,073	0,044	0,054	0,039	0,039	0,044
K ⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
M1+M2	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000

Wo	49,54	49,48	49,16	51,26	49,43	49,60	50,03
En	25,56	23,59	38,48	34,30	39,57	38,87	37,30
Fs	24,91	26,93	12,36	14,44	11,00	11,54	12,67

B-bordo, **I**-zona intermédia, **N**-núcleo, **Bb**-bordo do sector basal, **Nb**-núcleo do sector basal, **Bp**-bordo do sector prismático, **Np**-núcleo do sector prismático, **Ib**-zona intermédia do sector basal, **Ip**-zona intermédia do sector prismático, **F**-fenocristal, **MF**-microfenocristal, **M**-matriz.

Anexo II.2 - Piroxenas

Grupo	I	I	I	I	III	III	I
Amostra	1523.N.MF1	1523.MF2	1523.M	1522.B.F	1522.I.F	1522.N.F	1522.B.MF1
SiO ₂	47,97	44,12	47,87	43,31	44,57	44,23	48,04
TiO ₂	2,80	4,44	2,78	5,02	1,68	1,81	2,97
Al ₂ O ₃	4,66	7,52	4,59	8,07	7,34	7,32	5,09
Cr ₂ O ₃	0,03	0,02	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00
Fe ₂ O ₃	1,58	4,16	2,38	4,39	7,46	9,51	1,92
FeO	5,82	5,76	5,11	4,04	8,76	7,87	5,01
MnO	0,13	0,14	0,17	0,12	0,58	0,58	0,15
MgO	12,54	9,91	12,49	11,14	6,73	7,02	12,86
CaO	22,56	22,86	22,84	22,52	21,74	22,38	22,95
Na ₂ O	0,57	0,84	0,62	0,72	1,21	1,05	0,56
K ₂ O	0,01	0,00	0,02	0,03	0,00	0,00	0,01
TOTAL	98,67	99,77	98,89	99,36	100,07	101,79	99,56

Número de iões na base de 6 oxigénios

Si ⁴⁺	1,815	1,676	1,808	1,641	1,721	1,686	1,798
Al ^{IV}	0,185	0,324	0,192	0,359	0,279	0,314	0,202
T	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Al ^{VI}	0,022	0,013	0,012	0,002	0,055	0,015	0,022
Ti ⁴⁺	0,080	0,127	0,079	0,143	0,049	0,052	0,084
Cr ³⁺	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000
Fe ³⁺	0,045	0,119	0,068	0,125	0,217	0,273	0,054
Fe ²⁺	0,184	0,183	0,161	0,128	0,283	0,251	0,157
Mn ²⁺	0,004	0,005	0,005	0,004	0,019	0,019	0,005
Mg ²⁺	0,707	0,561	0,703	0,629	0,387	0,399	0,717
Ca ²⁺	0,914	0,930	0,924	0,914	0,899	0,914	0,920
Na ⁺	0,042	0,062	0,045	0,053	0,091	0,078	0,041
K ⁺	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000
M1+M2	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000

Wo	49,30	51,72	49,65	50,78	49,81	49,25	49,65
En	38,13	31,20	37,78	34,94	21,44	21,50	38,69
Fs	12,57	17,07	12,57	14,28	28,75	29,26	11,66

B-bordo, **I**-zona intermédia, **N**-núcleo, **Bb**-bordo do sector basal, **Nb**-núcleo do sector basal, **Bp**-bordo do sector prismático, **Np**-núcleo do sector prismático, **lb**-zona intermédia do sector basal, **lp**-zona intermédia do sector prismático, **F**-fenocristal, **MF**-microfenocristal, **M**-matriz.

Anexo II.2 - Piroxenas

Grupo	I	I	I	I	I	I	I
Amostra	1522.N.MF1	1522.MF2	1497.B.F	1497.I.F	1497.N.F	1497.B.MF	1497.N.MF
SiO ₂	48,18	47,75	44,15	48,35	48,40	49,26	46,90
TiO ₂	2,99	3,11	4,38	2,61	2,65	2,41	2,84
Al ₂ O ₃	4,62	5,02	7,83	4,66	4,72	4,27	5,71
Cr ₂ O ₃	0,04	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
Fe ₂ O ₃	1,62	1,52	3,53	2,03	2,03	2,88	5,43
FeO	5,18	6,40	5,47	5,40	5,47	5,25	4,61
MnO	0,07	0,19	0,13	0,13	0,14	0,19	0,29
MgO	12,97	12,11	10,76	12,61	12,56	12,66	11,15
CaO	23,08	22,43	22,31	22,78	22,86	23,48	23,51
Na ₂ O	0,51	0,63	0,72	0,64	0,64	0,63	0,77
K ₂ O	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01
TOTAL	99,25	99,18	99,28	99,21	99,48	101,05	101,23

Número de iões na base de 6 oxigénios

Si ⁴⁺	1,809	1,802	1,676	1,818	1,815	1,823	1,749
Al ^{IV}	0,191	0,198	0,324	0,182	0,185	0,177	0,251
T	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Al ^{VI}	0,013	0,025	0,027	0,024	0,024	0,009	0,000
Ti ⁴⁺	0,084	0,088	0,125	0,074	0,075	0,067	0,080
Cr ³⁺	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ³⁺	0,046	0,043	0,101	0,058	0,057	0,080	0,152
Fe ²⁺	0,162	0,202	0,174	0,170	0,172	0,162	0,144
Mn ²⁺	0,002	0,006	0,004	0,004	0,004	0,006	0,009
Mg ²⁺	0,726	0,681	0,609	0,707	0,702	0,698	0,620
Ca ²⁺	0,928	0,907	0,907	0,917	0,919	0,931	0,939
Na ⁺	0,037	0,046	0,053	0,047	0,047	0,045	0,056
K ⁺	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
M1+M2	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000

Wo	49,79	49,32	50,53	49,41	49,57	49,60	50,38
En	38,95	37,03	33,93	38,09	37,86	37,19	33,26
Fs	11,27	13,65	15,54	12,50	12,57	13,21	16,36

B-bordo, **I**-zona intermédia, **N**-núcleo, **Bb**-bordo do sector basal, **Nb**-núcleo do sector basal, **Bp**-bordo do sector prismático, **Np**-núcleo do sector prismático, **Ib**-zona intermédia do sector basal, **Ip**-zona intermédia do sector prismático, **F**-fenocristal, **MF**-microfenocristal, **M**-matriz.

Anexo II.2 - Piroxenas

Grupo	I	I	I	I	I	I	I
Amostra	1497.M	581.Bb.F1	581.Nb.F1	581.Bp.F1	581.Np.F1	581.B.F2	581.N.F2
SiO ₂	46,50	45,28	46,15	43,70	42,65	45,99	45,58
TiO ₂	2,85	4,88	4,12	5,52	6,01	4,33	4,50
Al ₂ O ₃	5,10	7,95	6,30	8,94	9,92	6,48	6,65
Cr ₂ O ₃	0,04	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
Fe ₂ O ₃	4,20	1,74	2,55	2,28	3,15	3,00	2,90
FeO	5,60	4,48	3,49	4,26	3,80	3,42	3,45
MnO	0,33	0,11	0,10	0,05	0,06	0,10	0,12
MgO	11,23	12,19	12,85	11,61	11,28	12,83	12,31
CaO	22,42	23,09	23,23	22,79	22,93	23,20	23,70
Na ₂ O	0,73	0,56	0,56	0,65	0,66	0,56	0,56
K ₂ O	0,03	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
TOTAL	99,02	100,34	99,37	99,80	100,46	99,92	99,79

Número de iões na base de 6 oxigénios

Si ⁴⁺	1,771	1,685	1,729	1,638	1,593	1,717	1,707
Al ^{IV}	0,229	0,315	0,271	0,362	0,407	0,283	0,293
T	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Al ^{VI}	0,000	0,033	0,008	0,033	0,029	0,002	0,000
Ti ⁴⁺	0,082	0,137	0,116	0,156	0,169	0,122	0,127
Cr ³⁺	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
Fe ³⁺	0,120	0,049	0,072	0,064	0,088	0,084	0,082
Fe ²⁺	0,178	0,139	0,109	0,134	0,119	0,011	0,108
Mn ²⁺	0,011	0,003	0,003	0,002	0,002	0,003	0,004
Mg ²⁺	0,637	0,676	0,718	0,649	0,628	0,714	0,687
Ca ²⁺	0,915	0,920	0,933	0,915	0,917	0,928	0,951
Na ⁺	0,054	0,040	0,041	0,047	0,048	0,041	0,041
K ⁺	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
M1+M2	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000

Wo	49,17	51,48	50,84	51,87	52,28	50,54	51,91
En	34,23	37,83	39,13	36,79	35,80	38,89	37,50
Fs	16,60	10,69	10,03	11,34	11,92	10,57	10,59

B-bordo, **I**-zona intermédia, **N**-núcleo, **Bb**-bordo do sector basal, **Nb**-núcleo do sector basal, **Bp**-bordo do sector prismático, **Np**-núcleo do sector prismático, **Ib**-zona intermédia do sector basal, **Ip**-zona intermédia do sector prismático, **F**-fenocristal, **MF**-microfenocristal, **M**-matriz.

Anexo II.2 - Piroxenas

Grupo	I	I	I	I	I	I	I
Amostra	581.M	582.Bp.F	582.Np.F	582.Nb.F	582.Bb.F	582.Ip.F	582.Ib.F
SiO ₂	42,94	41,27	45,90	47,09	45,28	44,93	47,06
TiO ₂	5,71	6,22	3,82	3,46	4,16	4,42	3,33
Al ₂ O ₃	8,65	9,77	6,99	6,37	7,39	7,69	6,31
Cr ₂ O ₃	0,04	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ₂ O ₃	2,20	3,90	3,11	2,32	3,22	2,98	2,64
FeO	4,48	3,95	3,20	3,74	3,40	3,49	3,62
MnO	0,09	0,06	0,06	0,06	0,09	0,08	0,07
MgO	11,44	10,62	13,01	13,41	12,62	12,53	13,38
CaO	22,41	22,88	23,28	23,31	23,10	23,26	23,28
Na ₂ O	0,59	0,58	0,44	0,40	0,49	0,43	0,41
K ₂ O	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
TOTAL	98,57	99,25	99,84	100,15	99,76	99,81	100,09

Número de iões na base de 6 oxigénios

Si ⁴⁺	1,633	1,569	1,711	1,746	1,693	1,680	1,747
Al ^{IV}	0,367	0,431	0,289	0,254	0,307	0,320	0,253
T	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Al ^{VI}	0,021	0,007	0,018	0,025	0,019	0,019	0,023
Ti ⁴⁺	0,163	0,178	0,107	0,096	0,117	0,124	0,093
Cr ³⁺	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ³⁺	0,063	0,112	0,087	0,065	0,091	0,084	0,074
Fe ²⁺	0,142	0,126	0,100	0,116	0,106	0,109	0,112
Mn ²⁺	0,003	0,002	0,002	0,002	0,003	0,003	0,002
Mg ²⁺	0,649	0,602	0,723	0,741	0,703	0,698	0,740
Ca ²⁺	0,913	0,932	0,930	0,926	0,925	0,932	0,926
Na ⁺	0,044	0,043	0,032	0,029	0,036	0,031	0,030
K ⁺	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
M1+M2	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000

Wo	51,58	52,54	50,49	50,05	50,60	51,04	49,95
En	36,67	33,93	39,25	40,05	38,46	38,23	39,91
Fs	11,75	13,53	10,26	9,89	10,94	10,73	10,14

B-bordo, **I**-zona intermédia, **N**-núcleo, **Bb**-bordo do sector basal, **Nb**-núcleo do sector basal, **Bp**-bordo do sector prismático, **Np**-núcleo do sector prismático, **Ib**-zona intermédia do sector basal, **Ip**-zona intermédia do sector prismático, **F**-fenocristal, **MF**-microfenocristal, **M**-matriz.

Anexo II.2 - Piroxenas

Grupo	I	I	I	I	I	I	I
Amostra	577.B.F	577.I.F	577.N.F	577.B.MF	577.N.MF	747.B.F	747.I.F
SiO ₂	40,64	46,77	46,39	42,02	47,41	44,14	42,79
TiO ₂	6,89	3,94	4,11	6,36	3,81	4,74	5,71
Al ₂ O ₃	10,60	6,11	6,19	9,96	5,95	8,25	9,63
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,01	0,02	0,02	0,01	0,00
Fe ₂ O ₃	4,39	2,45	2,81	4,10	1,87	3,50	2,97
FeO	3,71	4,32	4,14	4,13	4,62	5,17	4,46
MnO	0,00	0,05	0,06	0,04	0,03	0,17	0,07
MgO	10,16	13,00	12,86	10,48	13,26	10,62	10,91
CaO	23,07	23,22	23,18	23,24	23,14	22,32	22,66
Na ₂ O	0,73	0,47	0,50	0,72	0,47	0,90	0,71
K ₂ O	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
TOTAL	100,20	100,33	100,25	101,07	100,59	99,82	99,91

Número de iões na base de 6 oxigénios

Si ⁴⁺	1,533	1,739	1,728	1,570	1,755	1,665	1,609
Al ^{IV}	0,467	0,261	0,272	0,430	0,245	0,335	0,391
T	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Al ^{VI}	0,005	0,006	0,000	0,009	0,014	0,032	0,036
Ti ⁴⁺	0,195	0,110	0,115	0,179	0,106	0,134	0,161
Cr ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000
Fe ³⁺	0,125	0,069	0,079	0,115	0,052	0,099	0,084
Fe ²⁺	0,117	0,134	0,129	0,129	0,143	0,163	0,140
Mn ²⁺	0,000	0,002	0,002	0,001	0,001	0,005	0,002
Mg ²⁺	0,571	0,720	0,714	0,584	0,732	0,597	0,612
Ca ²⁺	0,933	0,925	0,925	0,930	0,918	0,902	0,913
Na ⁺	0,053	0,034	0,036	0,052	0,034	0,066	0,052
K ⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
M1+M2	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000

Wo	53,44	50,00	50,03	52,87	49,73	51,08	52,14
En	32,70	38,92	38,62	33,20	39,65	33,81	34,95
Fs	13,86	11,08	11,36	13,93	10,62	15,12	12,91

B-bordo, **I**-zona intermédia, **N**-núcleo, **Bb**-bordo do sector basal, **Nb**-núcleo do sector basal, **Bp**-bordo do sector prismático, **Np**-núcleo do sector prismático, **Ib**-zona intermédia do sector basal, **Ip**-zona intermédia do sector prismático, **F**-fenocristal, **MF**-microfenocristal, **M**-matriz.

Anexo II.2 - Piroxenas

Grupo	I	I	I	I	II	II	II
Amostra	747.N.F	747.B.MF	747.N.MF	747.M	537.B.F	537.N.F	535.M
SiO ₂	45,44	45,02	45,80	44,64	49,63	48,54	48,54
TiO ₂	4,22	3,96	4,29	4,48	0,43	0,90	1,72
Al ₂ O ₃	7,51	6,51	6,80	7,21	2,08	3,93	4,19
Cr ₂ O ₃	0,01	0,07	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00
Fe ₂ O ₃	3,20	4,16	2,81	4,09	4,60	4,98	4,20
FeO	3,81	4,34	4,31	4,77	14,02	11,40	6,70
MnO	0,00	0,22	0,15	0,19	1,56	0,94	0,43
MgO	12,64	11,19	11,73	11,53	4,84	6,68	10,22
CaO	23,04	22,40	23,35	22,37	19,66	21,40	22,67
Na ₂ O	0,49	0,89	0,72	0,69	2,22	1,55	1,09
K ₂ O	0,00	0,03	0,01	0,01	0,01	0,00	0,04
TOTAL	100,36	98,76	99,95	99,98	99,08	100,32	99,80

Número de iões na base de 6 oxigénios

Si ⁴⁺	1,690	1,713	1,716	1,681	1,955	1,870	1,839
Al ^{IV}	0,310	0,287	0,284	0,319	0,045	0,130	0,161
T	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Al ^{VI}	0,019	0,006	0,016	0,001	0,052	0,049	0,026
Ti ⁴⁺	0,118	0,113	0,121	0,127	0,013	0,026	0,049
Cr ³⁺	0,000	0,002	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Fe ³⁺	0,090	0,119	0,079	0,116	0,136	0,145	0,120
Fe ²⁺	0,118	0,138	0,135	0,150	0,462	0,367	0,212
Mn ²⁺	0,000	0,007	0,005	0,006	0,052	0,031	0,014
Mg ²⁺	0,701	0,635	0,655	0,647	0,284	0,383	0,577
Ca ²⁺	0,918	0,913	0,937	0,902	0,830	0,883	0,920
Na ⁺	0,035	0,065	0,052	0,050	0,170	0,116	0,080
K ⁺	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002
M1+M2	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000

Wo	50,25	50,39	51,74	49,53	47,05	48,81	49,92
En	38,37	35,04	36,17	35,53	16,10	21,17	31,31
Fs	11,38	14,57	12,09	14,94	36,85	30,02	18,77

B-bordo, **I**-zona intermédia, **N**-núcleo, **Bb**-bordo do sector basal, **Nb**-núcleo do sector basal, **Bp**-bordo do sector prismático, **Np**-núcleo do sector prismático, **Ib**-zona intermédia do sector basal, **Ip**-zona intermédia do sector prismático, **F**-fenocristal, **MF**-microfenocristal, **M**-matriz.

Anexo II.2 - Piroxenas

Grupo	I	I	III	I	I	I	I
Amostra	914.B.F	914.I.F	914.N.F	914.B.MF	914.N.MF	914.M	744.MF
SiO ₂	44,36	45,67	46,34	46,08	46,84	48,31	43,58
TiO ₂	4,70	4,21	3,70	4,12	3,46	3,04	5,19
Al ₂ O ₃	7,70	7,19	6,65	6,78	6,14	4,53	7,90
Cr ₂ O ₃	0,01	0,00	0,02	0,03	0,00	0,00	0,10
Fe ₂ O ₃	3,87	3,20	2,77	2,83	3,56	2,15	2,66
FeO	3,87	4,63	5,23	4,82	4,19	4,83	5,01
MnO	0,08	0,05	0,10	0,11	0,09	0,09	0,05
MgO	11,52	11,85	11,56	12,11	12,36	13,10	11,72
CaO	22,90	22,92	22,74	22,96	23,18	22,97	22,29
Na ₂ O	0,73	0,69	0,79	0,62	0,67	0,59	0,47
K ₂ O	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03
TOTAL	99,76	100,42	99,91	100,45	100,50	99,64	99,00

Número de iões na base de 6 oxigénios

Si ⁴⁺	1,669	1,704	1,738	1,718	1,743	1,806	1,654
Al ^{IV}	0,331	0,296	0,262	0,282	0,257	0,194	0,346
T	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Al ^{VI}	0,010	0,020	0,032	0,016	0,012	0,006	0,007
Ti ⁴⁺	0,133	0,118	0,104	0,116	0,097	0,085	0,148
Cr ³⁺	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,003
Fe ³⁺	0,110	0,090	0,078	0,079	0,100	0,061	0,076
Fe ²⁺	0,122	0,144	0,164	0,150	0,130	0,151	0,159
Mn ²⁺	0,003	0,002	0,003	0,003	0,003	0,003	0,002
Mg ²⁺	0,646	0,659	0,646	0,673	0,686	0,730	0,663
Ca ²⁺	0,923	0,916	0,914	0,917	0,924	0,920	0,906
Na ⁺	0,053	0,050	0,057	0,045	0,048	0,043	0,035
K ⁺	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001
M1+M2	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000

Wo	51,16	50,58	50,64	50,33	50,14	49,33	50,17
En	35,81	36,39	35,79	36,94	37,22	39,14	36,71
Fs	13,03	13,03	13,57	12,73	12,64	11,53	13,12

B-bordo, **I**-zona intermédia, **N**-núcleo, **Bb**-bordo do sector basal, **Nb**-núcleo do sector basal, **Bp**-bordo do sector prismático, **Np**-núcleo do sector prismático, **Ib**-zona intermédia do sector basal, **Ip**-zona intermédia do sector prismático, **F**-fenocristal, **MF**-microfenocristal, **M**-matriz.

Anexo II.2 - Piroxenas

Grupo	I	I	III	I	III	I
Amostra	329.B.F1	329.I.F1	329.N.F1	329.B.F2	329.N.F2	329.M
SiO₂	46,40	47,68	42,11	46,08	47,14	42,63
TiO₂	3,83	2,54	3,99	3,96	2,91	5,43
Al₂O₃	5,77	5,34	9,40	6,38	5,70	8,73
Cr₂O₃	0,00	0,08	0,00	0,01	0,00	0,02
Fe₂O₃	2,90	3,16	6,59	2,35	1,72	3,67
FeO	3,98	3,36	3,42	4,12	6,49	3,86
MnO	0,12	0,08	0,18	0,04	0,08	0,06
MgO	12,58	13,42	9,56	12,57	11,99	11,10
CaO	23,30	23,21	22,72	23,40	22,89	23,02
Na₂O	0,49	0,47	0,89	0,45	0,37	0,56
K₂O	0,03	0,01	0,02	0,01	0,00	0,02
TOTAL	99,38	99,34	98,88	99,37	99,29	99,10

Número de iões na base de 6 oxigénios

Si⁴⁺	1,745	1,783	1,612	1,730	1,780	1,618
Al^{IV}	0,255	0,217	0,388	0,270	0,220	0,382
T	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Al^{VI}	0,001	0,018	0,036	0,013	0,033	0,009
Ti⁴⁺	0,108	0,071	0,115	0,112	0,083	0,155
Cr³⁺	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,001
Fe³⁺	0,082	0,089	0,190	0,066	0,049	0,105
Fe²⁺	0,125	0,105	0,110	0,129	0,205	0,123
Mn²⁺	0,004	0,003	0,006	0,001	0,003	0,002
Mg²⁺	0,705	0,748	0,546	0,704	0,675	0,628
Ca²⁺	0,939	0,930	0,932	0,941	0,926	0,936
Na⁺	0,035	0,034	0,066	0,033	0,027	0,041
K⁺	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001
M1+M2	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000

Wo	50,62	49,60	52,24	51,11	49,84	52,17
En	38,01	39,89	30,61	38,24	36,33	35,01
Fs	11,37	10,51	17,15	10,65	13,83	12,82

B-bordo, **I**-zona intermédia, **N**-núcleo, **Bb**-bordo do sector basal, **Nb**-núcleo do sector basal, **Bp**-bordo do sector prismático, **Np**-núcleo do sector prismático, **Ib**-zona intermédia do sector basal, **Ip**-zona intermédia do sector prismático, **F**-fenocristal, **MF**-microfenocristal, **M**-matriz.

Anexo II.3 – Óxidos

Grupo	II	II	II	II	II	II	Ilmenite ¹	II	II	II	II	II
Amostra	1514.F1	1514.MF1	1514.MF2	1514.MF3	1514.M	1514.IFPX	1514.IFPX	1509.F1	1509.IFPX	II	II	1066.M
TiO ₂	12,16	13,29	13,49	12,52	7,14	12,22	46,91	11,96	12,14	12,14	18,38	18,48
Al ₂ O ₃	2,21	1,71	1,56	1,99	1,50	2,54	0,01	0,90	0,76	0,76	3,05	1,86
Cr ₂ O ₃	0,02	0,04	0,03	0,01	0,00	0,02	0,00	0,03	0,04	0,04	0,00	0,03
V ₂ O ₃	0,49	0,43	0,58	0,46	0,45	0,43	0,30	0,37	0,44	0,44	0,36	0,40
Fe ₂ O ₃	43,15	41,41	39,77	41,54	53,18	41,52	11,66	43,69	46,50	46,50	32,51	31,87
FeO	39,17	40,19	39,80	39,83	35,36	38,54	37,22	38,75	39,38	39,38	41,79	43,21
MnO	1,48	1,62	1,69	1,47	1,32	1,20	4,42	1,44	1,46	1,46	1,03	1,58
MgO	1,36	1,19	1,14	0,85	0,76	1,64	0,27	1,01	1,49	1,49	4,03	2,41
TOTAL	100,05	99,88	98,06	98,66	99,71	98,11	100,79	98,14	102,22	101,15	101,15	99,84

Número de iões na base de 32 oxigénios

Ti ⁴⁺	2,722	2,987	3,089	2,853	1,626	2,776	1,773	2,756	2,678	2,678	3,951	4,094
Al ³⁺	0,774	0,601	0,560	0,709	0,533	0,903	0,001	0,323	0,263	0,263	1,026	0,647
Cr ³⁺	0,006	0,009	0,008	0,003	0,000	0,005	0,000	0,007	0,009	0,009	0,000	0,006
V ³⁺	0,117	0,103	0,141	0,111	0,109	0,104	0,012	0,090	0,103	0,103	0,082	0,093
Fe ³⁺	9,659	9,313	9,112	9,472	12,106	9,436	0,441	10,068	10,267	10,267	6,991	7,065
Fe ²⁺	9,746	10,044	10,136	10,093	8,945	9,733	1,565	9,923	9,663	9,663	9,987	10,644
Mn ²⁺	0,374	0,411	0,435	0,377	0,339	0,307	0,188	0,372	0,363	0,363	0,249	0,393
Mg ²⁺	0,603	0,532	0,518	0,383	0,341	0,737	0,020	0,461	0,652	0,652	1,715	1,057
Catiões	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	4,000	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000

Usp (%)	36,20	39,40	40,80	37,70	20,70	37,20	<input type="checkbox"/>	35,50	34,40	34,40	56,30	56,10
----------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------

F-fenocristal, MF-microfenocristal, M-matriz, IFPx-incluído em fenocristal de piroxena, IFOI-incluído em fenocristal de olivina, IFAn-incluído em fenocristal de analcrite.

¹Número de iões na base de 6 oxigénios

Anexo II.3 – Óxidos

Grupo	II	II	II	II	I	I	I	I	I	I	I	I	I	III
Amostra	1066.IFPx	1067.F	1067.MF	1067.M	1067.IFPx	1496.F1	1496.F2	1496.MF	1496.M	1496.IFPx	1496.F2	1496.MF	1496.M	1496.IFPx
TiO ₂	16,12	17,87	11,96	16,90	20,22	17,99	17,25	17,99	21,47	18,72	17,25	17,99	21,47	18,72
Al ₂ O ₃	3,44	3,15	0,90	0,24	2,88	5,80	4,58	5,80	5,82	5,11	4,58	5,80	5,82	5,11
Cr ₂ O ₃	0,00	0,03	0,03	0,01	0,02	1,98	0,06	1,98	0,18	0,05	0,06	1,98	0,18	0,05
V ₂ O ₃	0,33	0,34	0,37	0,42	0,35	0,32	0,29	0,32	0,37	0,35	0,29	0,32	0,37	0,35
Fe ₂ O ₃	37,37	32,71	43,69	35,28	29,47	29,76	33,47	29,76	22,11	29,63	33,47	29,76	22,11	29,63
FeO	37,82	40,66	38,75	43,81	40,20	35,31	35,59	35,31	42,56	34,96	35,31	35,31	42,56	34,96
MnO	0,76	1,06	1,44	1,76	0,78	0,44	0,37	0,44	0,73	0,42	0,37	0,44	0,73	0,42
MgO	5,50	4,22	1,01	0,59	6,08	8,51	7,59	8,51	5,40	8,65	7,59	8,51	5,40	8,65
TOTAL	101,34	100,04	98,14	99,02	100,00	100,12	99,21	100,12	98,64	97,90	99,21	100,12	98,64	97,90

Número de iões na base de 32 oxigénios

Ti ⁴⁺	3,422	3,874	2,756	3,866	4,323	3,725	3,654	3,725	4,595	3,967	3,725	3,725	4,595	3,967
Al ³⁺	1,145	1,071	0,323	0,087	0,967	1,883	1,520	1,883	1,952	1,695	1,520	1,883	1,952	1,695
Cr ³⁺	0,000	0,007	0,007	0,002	0,004	0,432	0,013	0,432	0,040	0,011	0,013	0,432	0,040	0,011
V ³⁺	0,075	0,079	0,090	0,104	0,080	0,070	0,066	0,070	0,084	0,079	0,066	0,070	0,084	0,079
Fe ³⁺	7,936	7,096	10,068	8,076	6,304	6,165	7,092	6,165	4,734	6,281	7,092	6,165	4,734	6,281
Fe ²⁺	8,927	9,802	9,923	11,143	9,556	8,130	8,381	8,130	10,128	8,234	8,381	8,130	10,128	8,234
Mn ²⁺	0,181	0,259	0,372	0,453	0,188	0,101	0,088	0,101	0,177	0,101	0,088	0,101	0,177	0,101
Mg ²⁺	2,315	1,812	0,461	0,269	2,578	3,494	3,185	3,494	2,290	3,632	3,185	3,494	2,290	3,632
Catiões	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000

Usp (%)	49,40	55,50	35,50	49,90	64,90	62,40	56,80	62,40	71,90	65,40	62,40	62,40	71,90	65,40
----------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------

F-fenocristal, **MF**-microfenocristal, **M**-matriz, **IFPx**-incluído em fenocristal de piroxena, **IFOI**-incluído em fenocristal de olivina, **IFAn**-incluído em fenocristal de analcrite.

Anexo II.3 – Óxidos

Grupo	II	II	II	II	II	II	II	II	II	II	II	II	II	II
Amostra	1500.MF	1500.M	1500.IFPx	1522.F	1522.MF	1522.M	1523.F	1523.M	1523.IFPx	1523.IFAn	1497.F1			
TiO ₂	17,85	18,22	17,81	17,29	17,78	17,69	17,39	18,02	16,30	17,46	15,45			
Al ₂ O ₃	3,30	3,30	3,29	3,35	3,28	3,40	3,30	2,81	3,19	2,65	2,36			
Cr ₂ O ₃	0,04	0,01	0,00	0,04	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01			
V ₂ O ₃	0,41	0,41	0,40	0,36	0,45	0,55	0,37	0,42	0,32	0,44	0,39			
Fe ₂ O ₃	32,61	31,45	32,23	32,34	33,51	33,42	34,11	32,06	35,20	32,36	36,96			
FeO	41,10	41,44	40,23	40,31	41,43	41,39	42,25	43,81	40,77	43,24	41,16			
MnO	1,03	1,22	1,23	1,08	1,17	1,20	1,24	1,36	1,27	1,53	1,48			
MgO	4,03	3,81	4,24	3,82	3,92	3,88	3,17	2,15	3,08	1,83	2,03			
TOTAL	100,38	99,85	99,44	98,59	101,54	101,52	101,86	100,62	100,14	99,53	99,84			

Número de iões na base de 32 oxigénios

Ti ⁴⁺	3,861	3,966	3,879	3,811	3,809	3,788	3,735	3,951	3,565	3,884	3,433			
Al ³⁺	1,118	1,126	1,123	1,156	1,101	1,141	1,110	0,965	1,095	0,925	0,822			
Cr ³⁺	0,010	0,002	0,000	0,009	0,000	0,000	0,006	0,000	0,000	0,000	0,003			
V ³⁺	0,094	0,095	0,094	0,084	0,102	0,125	0,085	0,099	0,074	0,105	0,092			
Fe ³⁺	7,056	6,846	7,024	7,130	7,179	7,159	7,329	7,034	7,702	7,202	8,217			
Fe ²⁺	9,881	10,025	9,745	9,875	9,865	9,853	10,087	10,682	9,914	10,694	10,168			
Mn ²⁺	0,252	0,299	0,302	0,269	0,282	0,290	0,300	0,335	0,314	0,384	0,369			
Mg ²⁺	1,728	1,642	1,833	1,667	1,662	1,645	1,348	0,934	1,336	0,806	0,896			
Catiões	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000			

Usp (%)	55,30	56,80	56,00	54,50	54,30	54,20	52,50	54,50	49,90	53,20	46,60			
----------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--	--	--

F-fenocristal, MF-microfenocristal, M-matriz, IFPx-incluído em fenocristal de piroxena, IFOI-incluído em fenocristal de olivina, IFAn-incluído em fenocristal de analcrite.

Anexo II.3 – Óxidos

Grupo	II	II	II	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
Amostra	1497.F2	1497.M	1497.IFPx	581.F1	581.F2	581.MF	581.M	581.IFOI	582.F	582.M	582.IFPx		
TiO ₂	15,93	16,63	15,51	23,91	24,27	24,45	23,37	24,21	17,43	22,54	18,47		
Al ₂ O ₃	1,66	0,90	2,45	4,65	4,92	4,58	4,54	4,99	5,65	3,81	3,95		
Cr ₂ O ₃	0,03	0,00	0,01	0,06	0,06	0,04	0,05	0,28	0,23	0,00	0,02		
V ₂ O ₃	0,43	0,54	0,34	0,39	0,47	0,43	0,36	0,46	0,31	0,42	0,39		
Fe ₂ O ₃	36,50	36,34	36,32	19,92	19,62	18,57	20,57	18,32	31,15	23,78	30,60		
FeO	41,75	43,47	40,49	42,04	43,14	42,64	41,65	42,21	36,03	43,77	37,41		
MnO	1,66	1,98	1,45	0,73	0,77	0,76	0,76	0,74	0,51	0,91	0,59		
MgO	1,71	0,94	2,34	7,12	6,89	6,95	6,89	7,13	7,33	5,30	6,71		
TOTAL	99,65	100,80	98,92	98,81	100,13	98,43	98,19	98,33	98,64	100,54	98,13		

Número de iões na base de 32 oxigénios

Ti ⁴⁺	3,567	3,716	3,467	5,066	5,081	5,205	4,994	5,141	3,697	4,790	3,984		
Al ³⁺	0,582	0,315	0,859	1,545	1,613	1,528	1,521	1,660	1,878	1,269	1,334		
Cr ³⁺	0,006	0,000	0,003	0,013	0,013	0,010	0,012	0,063	0,052	0,000	0,005		
V ³⁺	0,102	0,129	0,081	0,087	0,105	0,097	0,081	0,104	0,069	0,096	0,089		
Fe ³⁺	8,176	8,125	8,122	4,222	4,108	3,955	4,397	3,891	6,608	5,055	6,603		
Fe ²⁺	10,393	10,801	10,064	9,904	10,040	10,090	9,895	9,966	8,494	10,339	8,971		
Mn ²⁺	0,418	0,498	0,365	0,173	0,182	0,183	0,182	0,176	0,121	0,217	0,143		
Mg ²⁺	0,757	0,416	1,038	2,989	2,859	2,932	2,917	3,000	3,081	2,234	2,870		
Catiões	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000		

Usp (%)	47,80	48,80	47,30	82,60	82,40	84,80	80,80	84,90	58,80	72,50	61,30		
----------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--	--

F-fenocristal, MF-microfenocristal, M-matriz, IFPx-incluído em fenocristal de piroxena, IFOI-incluído em fenocristal de olivina, IFAn-incluído em fenocristal de analcite.

Anexo II.3 – Óxidos

Grupo	III	I	I	I	I	II	II	II	II	II	II	II	II
Amostra	582.IFOI	577.MF	577.M	577.IFPX	747.MF	747.M	747.IFPX	535.F	535.MF	535.M	914.F		
TiO ₂	14,17	23,48	23,00	18,27	19,83	19,70	20,89	7,16	10,32	11,81	18,39		
Al ₂ O ₃	7,28	4,72	4,32	4,76	3,32	3,21	4,26	1,19	1,46	0,83	3,42		
Cr ₂ O ₃	6,18	0,02	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00		
V ₂ O ₃	0,34	0,45	0,51	0,32	0,48	0,48	0,42	0,55	0,45	0,60	0,32		
Fe ₂ O ₃	30,14	21,54	22,40	32,23	29,21	29,39	27,33	53,24	47,34	44,46	31,12		
FeO	31,97	43,57	44,34	35,83	42,63	42,18	41,59	34,36	37,71	39,24	40,88		
MnO	0,31	0,79	0,90	0,47	1,10	1,12	0,87	1,27	1,72	2,12	1,00		
MgO	8,41	6,23	5,32	8,17	4,30	4,40	5,95	1,29	0,93	0,41	4,35		
TOTAL	98,78	100,80	100,79	100,07	100,88	100,50	101,31	99,08	99,92	99,49	99,48		

Número de iões na base de 32 oxigénios

Ti ⁴⁺	2,954	4,917	4,859	3,817	4,253	4,238	4,384	1,635	2,333	2,697	3,997		
Al ³⁺	2,378	1,549	1,430	1,559	1,116	1,083	1,400	0,426	0,517	0,297	1,165		
Cr ³⁺	1,355	0,004	0,000	0,000	0,005	0,004	0,000	0,005	0,000	0,004	0,000		
V ³⁺	0,075	0,100	0,116	0,071	0,109	0,110	0,094	0,134	0,109	0,145	0,075		
Fe ³⁺	6,285	4,512	4,735	6,736	6,265	6,326	5,738	12,164	10,709	10,160	6,767		
Fe ²⁺	7,408	10,145	10,417	8,321	10,162	10,091	9,703	8,726	9,478	9,964	9,879		
Mn ²⁺	0,072	0,185	0,215	0,111	0,265	0,271	0,206	0,327	0,437	0,546	0,246		
Mg ²⁺	3,474	2,587	2,227	3,384	1,827	1,876	2,475	0,582	0,417	0,187	1,872		
Catiões	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000		
Usp (%)	52,30	77,50	74,30	60,80	61,80	61,70	67,20	20,40	30,20	34,80	57,90		

F-fenocristal, MF-microfenocristal, M-matriz, IFPX-incluído em fenocristal de piroxena, IFOI-incluído em fenocristal de olivina, IFAn-incluído em fenocristal de analcite.

Anexo II.3 – Óxidos

Grupo	II	II	III	I	I	III	II	I	I
Amostra	914.MF	914.IFPx	744.MF1	744.MF2	744.M	744.IFOI	329.MF	329.IFOI	329.IFOI
TiO ₂	19,17	16,57	16,72	21,80	23,26	11,07	20,44	20,87	20,87
Al ₂ O ₃	3,35	3,08	8,23	5,66	5,77	9,59	3,78	5,40	5,40
Cr ₂ O ₃	0,02	0,00	7,25	0,16	0,04	9,71	0,11	2,89	2,89
V ₂ O ₃	0,41	0,37	0,29	0,41	0,42	0,24	0,44	0,39	0,39
Fe ₂ O ₃	28,86	34,71	23,72	23,76	18,66	30,14	25,98	19,48	19,48
FeO	41,25	38,42	37,52	42,20	43,63	29,05	43,40	40,60	40,60
MnO	1,08	0,82	0,50	0,63	0,67	0,35	0,87	0,66	0,66
MgO	4,32	4,77	6,78	6,36	5,73	8,71	3,99	5,84	5,84
TOTAL	98,47	98,74	101,01	101,00	98,19	98,86	99,01	96,12	96,12

Número de iões na base de 32 oxigénios

Ti ⁴⁺	4,205	3,627	3,430	4,539	4,980	2,278	4,457	4,566	4,566
Al ³⁺	1,152	1,056	2,646	1,848	1,937	3,090	1,290	1,849	1,849
Cr ³⁺	0,006	0,000	1,564	0,036	0,010	2,099	0,026	0,664	0,664
V ³⁺	0,097	0,085	0,063	0,090	0,096	0,053	0,103	0,090	0,090
Fe ³⁺	6,335	7,604	4,867	4,949	3,997	6,202	5,667	4,264	4,264
Fe ²⁺	10,061	9,354	8,558	9,767	10,387	6,644	10,520	9,873	9,873
Mn ²⁺	0,266	0,201	0,115	0,148	0,162	0,081	0,214	0,162	0,162
Mg ²⁺	1,878	2,072	2,757	2,624	2,432	3,552	1,724	2,532	2,532
Catiões	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000

Usp (%)	61,40	52,10	61,10	72,10	79,10	43,80	65,10	74,60	74,60
----------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------

F-fenocristal, MF-microfenocristal, M-matriz, IFPx-incluído em fenocristal de piroxena, IFOI-incluído em fenocristal de olivina, IFAn-incluído em fenocristal de analcite.

Anexo II.4 – Feldspatos

Grupo	Plag	Plag	Plag	Plag	Plag	Plag	Plag	Plag	Plag	Plag	Plag	Plag	Plag	Plag
Amostra	1514.B.F1	1514.N.F1	1514.B.F2	1514.N.F2	1514.B.F3	1514.N.F3	1514.B.F4	1514.N.F4	1514.B.F5	1514.N.F5	1514.B.F5	1514.N.F5	1514.B.F5	1514.N.F5
SiO ₂	59,72	57,58	58,29	57,90	58,28	58,00	57,30	56,34	57,09	57,57	57,09	57,57	57,09	57,83
Al ₂ O ₃	23,51	24,88	24,37	24,70	24,18	24,42	24,94	25,64	25,14	24,79	25,14	24,79	25,14	24,23
Fe ₂ O ₃	0,52	0,34	0,38	0,35	0,35	0,35	0,41	0,39	0,32	0,39	0,32	0,39	0,32	0,47
CaO	6,66	7,15	6,58	6,81	6,01	5,90	6,15	6,60	7,01	6,71	7,01	6,71	7,01	5,27
SrO	1,59	1,41	1,89	2,01	1,56	2,21	2,50	2,79	1,43	1,77	1,43	1,77	1,43	1,98
BaO	0,74	0,33	0,43	0,40	0,46	0,51	0,91	0,57	0,38	0,37	0,38	0,37	0,38	0,64
Na ₂ O	6,19	6,16	6,16	5,99	6,55	6,09	6,11	6,05	6,03	6,21	6,03	6,21	6,03	6,33
K ₂ O	1,06	0,90	1,13	1,15	1,16	1,64	1,14	0,83	1,19	1,02	1,19	1,02	1,19	1,87
Total	99,99	98,75	99,23	99,31	98,55	99,12	99,46	99,21	98,59	98,83	98,59	98,83	98,59	98,62

Número de iões na base de 32 oxigénios

Si ⁴⁺	10,820	10,547	10,652	10,585	10,698	10,646	10,525	10,375	10,494	10,560	10,494	10,560	10,494	10,671
Al ³⁺	5,107	5,404	5,294	5,365	5,252	5,304	5,417	5,569	5,461	5,385	5,461	5,385	5,461	5,263
Fe ³⁺	0,072	0,047	0,053	0,049	0,049	0,049	0,057	0,054	0,044	0,054	0,044	0,054	0,044	0,065
Ca ²⁺	1,315	1,412	1,299	1,344	1,187	1,165	1,214	1,303	1,384	1,325	1,384	1,325	1,384	1,040
Sr ²⁺	0,170	0,151	0,202	0,215	0,167	0,236	0,267	0,298	0,153	0,189	0,153	0,189	0,153	0,212
Ba ²⁺	0,053	0,024	0,031	0,029	0,033	0,037	0,066	0,041	0,027	0,027	0,027	0,027	0,027	0,046
Na ⁺	2,211	2,201	2,201	2,140	2,340	2,176	2,183	2,161	2,154	2,219	2,154	2,219	2,154	2,261
K ⁺	0,249	0,212	0,266	0,270	0,273	0,386	0,268	0,195	0,280	0,240	0,280	0,240	0,280	0,440
Catiões	19,997	19,997	19,997	19,998	19,998	19,998	19,997	19,997	19,997	19,998	19,997	19,997	19,997	19,999
Ano (%)	34,83	36,91	34,50	35,81	31,23	31,26	33,13	35,61	36,25	35,02	36,25	35,02	36,25	27,81
Alb (%)	58,57	57,55	58,45	56,99	61,59	58,39	59,56	59,06	56,43	58,65	56,43	58,65	56,43	60,44
Ort (%)	6,60	5,53	7,05	7,20	7,18	10,35	7,31	5,33	7,33	6,34	7,33	6,34	7,33	11,75

B-bordo, **N**-núcleo, **F**-fenocristal, **MF**-microfenocristal, **M**-matriz, **Plag**-plagioclase, **F.alc**-feldspato alcalino.

Anexo II.4 – Feldspatos

Grupo	Plag	F.alc	F.alc	Plag	Plag	F.alc	F.alc	F.alc	F.alc	F.alc
Amostra	1497.B.F1	1497.N.F1	1497.M1	1497.B.F2	1497.N.F2	1497.MF1	1497.M2	1497.B.F4	1497.N.F4	1497.N.F4
SiO ₂	57,40	57,98	58,43	57,39	57,58	58,38	58,33	56,55	57,84	57,84
Al ₂ O ₃	24,69	24,03	23,37	24,76	24,48	23,73	23,91	24,89	24,24	24,24
Fe ₂ O ₃	0,43	0,44	0,54	0,47	0,45	0,43	0,43	0,42	0,38	0,38
CaO	4,64	3,63	3,44	6,11	5,55	3,77	4,42	4,28	3,79	3,79
SrO	4,00	3,30	1,82	1,93	1,88	2,86	2,83	2,45	3,91	3,91
BaO	1,08	2,04	1,73	1,02	0,98	1,55	1,16	1,63	1,46	1,46
Na ₂ O	6,02	5,96	6,12	6,12	6,15	6,23	6,33	6,22	6,00	6,00
K ₂ O	1,82	2,78	3,46	1,39	1,85	2,60	2,04	2,35	2,49	2,49
Total	100,08	100,16	98,91	99,19	98,92	99,55	99,45	98,79	100,11	100,11

Número de iões na base de 32 oxigénios

Si ⁴⁺	10,577	10,718	10,848	10,556	10,619	10,785	10,746	10,535	10,681	10,681
Al ³⁺	5,363	5,220	5,076	5,378	5,317	5,155	5,194	5,407	5,265	5,265
Fe ³⁺	0,060	0,061	0,075	0,065	0,062	0,060	0,060	0,058	0,053	0,053
Ca ²⁺	0,916	0,717	0,679	1,206	1,096	0,744	0,873	0,845	0,748	0,748
Sr ²⁺	0,427	0,353	0,194	0,206	0,201	0,306	0,302	0,262	0,418	0,418
Ba ²⁺	0,078	0,147	0,125	0,074	0,071	0,112	0,084	0,118	0,105	0,105
Na ⁺	2,151	2,129	2,186	2,186	2,197	2,226	2,261	2,222	2,144	2,144
K ⁺	0,428	0,653	0,813	0,327	0,435	0,611	0,480	0,552	0,585	0,585
Catiões	20,000	19,998	19,998	19,998	19,998	19,998	19,999	19,999	20,000	20,000
Ano (%)	26,21	20,48	18,46	32,43	29,39	20,78	24,15	23,34	21,52	21,52
Alb (%)	61,54	60,85	59,43	58,78	58,94	62,15	62,58	61,39	61,65	61,65
Ort (%)	12,24	18,67	22,11	8,78	11,67	17,07	13,27	15,26	16,83	16,83

B-bordo, N-núcleo, F-fenocristal, MF-microfenocristal, M-matriz, Plag-plagioclase, F.alc-feldspato alcalino.

Anexo II.5 - Feldspatóides

Mineral	Hauyna	Leucite	Leucite	Hauyna	Hauyna	Nefelina	Hauyna
Amostra	1504.F1	1504.F2	1504.F3	1500.MF	1500.M	1509.M	1522.F
SiO ₂	31,95	55,54	55,23	32,81	32,81	42,51	34,31
Al ₂ O ₃	26,75	23,28	23,19	26,01	27,28	30,62	24,45
Fe ₂ O ₃	0,38	0,44	0,33	0,40	0,40	1,78	0,59
CaO	10,26	0,15	0,05	10,50	8,51	0,16	10,67
SO ₃	12,26	0,00	0,00	13,52	12,52	0,00	12,99
Cl	0,38	0,00	0,00	0,52	0,53	0,00	0,57
Na ₂ O	13,58	0,14	0,03	15,49	14,85	16,06	15,53
K ₂ O	5,28	21,49	21,62	0,65	0,66	6,44	0,58
TOTAL	100,84	101,04	100,45	99,90	97,56	97,57	99,69

Número de iões na base de 21 oxigénios (hauyna) 6 (leucite) e 32 (nefelina)

Si ⁴⁺	6,012	1,998	2,000	6,173	6,032	8,448	6,474
Al ³⁺	5,934	0,988	0,990	5,770	5,913	7,174	5,439
Fe ³⁺	0,054	0,012	0,009	0,057	0,055	0,266	0,084
Ca ²⁺	2,039	0,006	0,002	2,117	1,859	0,034	2,157
SO ₄ ²⁻	1,707	0,000	0,000	1,909	1,916	0,000	1,839
Cl ⁻	0,119	0,000	0,000	0,166	0,183	0,000	0,182
Na ⁺	4,885	0,010	0,002	5,651	5,870	6,188	5,682
K ⁺	1,250	0,987	0,999	0,156	0,172	1,633	0,140
Catiões	22,000	4,000	4,001	21,999	22,000	23,743	21,997

F-fenocristal, MF-microfenocristal, M-matriz.

Anexo II.5 - Feldspatóides

Mineral	Hauyna	Noseana	Noseana	Leucite	Noseana	Hauyna
Amostra	535.F1	535.F2	535.F3	535.F4	535.F5	914.F
SiO ₂	32,65	36,26	36,61	55,41	33,70	32,13
Al ₂ O ₃	27,62	26,45	27,54	23,15	26,76	27,12
Fe ₂ O ₃	0,36	0,54	0,31	0,20	2,02	0,42
CaO	8,45	4,42	4,87	0,21	5,37	8,35
SO ₃	12,27	11,93	11,44	0,00	10,92	12,69
Cl	0,64	0,61	0,49	0,00	1,53	0,69
Na ₂ O	14,62	13,31	15,19	0,42	14,68	14,43
K ₂ O	1,67	4,20	2,99	21,03	3,00	1,97
TOTAL	98,28	97,72	99,44	100,42	97,98	97,80

Número de iões na base de 21 oxigénios (hauyna+noseana) e 6 (leucite)

Si ⁴⁺	5,983	6,413	6,338	2,002	6,057	5,985
Al ³⁺	5,967	5,515	5,621	0,986	5,670	5,956
Fe ³⁺	0,050	0,072	0,040	0,005	0,273	0,059
Ca ²⁺	1,817	1,032	1,089	0,008	1,178	1,785
SO ₄ ²⁻	1,848	1,951	1,792	0,000	1,678	1,900
Cl ⁻	0,218	0,225	0,173	0,000	0,531	0,233
Na ⁺	5,689	5,624	6,149	0,029	5,829	5,581
K ⁺	0,428	1,168	0,796	0,970	0,784	0,501
Catiões	22,000	22,000	22,000	4,001	22,000	22,000

F-fenocristal, MF-microfenocristal, M-matriz.

Anexo III – Análises químicas de rocha total²

² O cálculo do FeO e do Fe₂O₃ foi efectuado de acordo com Middlemost [1989].

Anexo III – Análises químicas de rocha total

Sequência	Amostra	SiO ₂ wt%	Al ₂ O ₃ wt%	Fe ₂ O ₃ wt%	FeO wt%	Ferro total wt%	MnO wt%	MgO wt%	CaO wt%	Na ₂ O wt%	K ₂ O wt%
Antiga	SA-1514	51,960	19,550	1,564	3,911	5,318	0,174	1,660	5,080	6,810	5,550
	SA-1530	50,330	19,120	1,649	4,122	5,606	0,167	1,900	5,370	6,290	5,090
	SA-1549	50,120	18,890	1,749	4,374	5,948	0,180	1,940	5,800	6,960	3,790
	SA-1509	46,650	16,670	1,860	6,200	7,874	0,329	1,620	5,750	7,690	1,820
	SA-1066	43,020	14,780	2,332	7,773	9,871	0,228	4,210	10,540	6,450	1,730
Intermédia	SA-1496	38,410	10,830	2,216	11,081	13,075	0,187	12,720	10,990	3,060	1,980
	SA-1500	45,870	16,920	2,414	6,035	8,207	0,230	3,090	8,440	6,710	4,000
	SA-1522	46,560	17,520	2,263	5,657	7,694	0,216	2,930	8,030	7,030	4,280
	SA-1067	42,865	14,685	2,327	7,755	9,849	0,228	4,295	10,635	5,865	2,595
	SA-1504	48,150	17,830	1,055	5,274	7,172	0,209	2,510	7,300	6,780	4,300
	SA-1497	48,170	17,900	2,070	5,174	7,037	0,206	2,410	7,170	6,940	4,510
	SA-581	39,600	13,110	2,062	10,310	12,166	0,195	7,180	12,790	4,030	2,650
Superior	SA-582	38,260	12,480	2,387	11,935	14,083	0,203	8,380	12,060	3,750	2,130
	SA-1049	40,020	13,610	1,952	9,761	11,518	0,193	6,150	12,760	4,430	2,230
	SA-577	41,480	14,590	2,506	8,354	10,609	0,205	5,700	11,790	4,770	3,030
	SA-747	47,180	17,130	2,050	5,858	7,703	0,191	3,150	7,700	6,910	4,390
	SA-1742	41,700	14,440	2,523	8,411	10,681	0,191	5,940	11,030	4,940	3,190
	SA-914	43,600	15,520	1,550	7,752	9,844	0,241	4,100	10,300	6,170	3,560
	SA-535	50,180	19,170	1,580	3,950	5,372	0,223	1,270	5,000	8,470	4,950
	SA-596	50,950	19,090	1,495	3,739	5,084	0,207	1,240	4,400	8,950	3,380
Nível pomítico	SA-744	39,280	11,660	2,190	10,951	12,922	0,211	11,260	11,290	3,130	2,330
	SA-809	39,570	11,810	2,176	10,882	12,841	0,196	11,080	11,040	3,310	2,380
	SA-329	39,710	11,810	2,167	10,837	12,787	0,194	11,110	11,340	4,090	1,430
	SA-298	39,840	11,850	2,173	10,867	12,823	0,203	10,830	11,500	3,620	2,070
	SA-892	51,240	22,420	0,503	1,437	1,890	0,261	0,210	0,930	5,550	5,610

Anexo III – Análises químicas de rocha total

Sequência	Amostra	TiO ₂ wt%	P ₂ O ₅ wt%	P.R. wt%	TOTAL wt%	Ba ppm	Sr ppm	Y ppm	Sc ppm	Zr ppm	Be ppm
Antiga	SA-1514	1,969	0,380	0,640	99,690	1275,000	1965,000	29,000	5,000	739,000	5,000
	SA-1530	2,184	0,460	2,090	99,230	1173,000	1896,000	30,000	5,000	763,000	5,000
	SA-1549	2,384	0,490	1,720	98,890	1303,000	2007,000	37,000	4,000	729,000	5,000
	SA-1509	1,914	0,360	7,140	98,690	2207,000	1711,000	59,000	1,000	1156,000	10,000
	SA-1066	4,225	1,130	1,760	99,040	885,000	2100,000	58,000	13,000	906,000	5,000
Intermédia	SA-1496	5,406	0,930	0,000	98,630	628,000	1115,000	33,000	29,000	436,000	2,000
	SA-1500	3,375	0,760	0,210	98,730	1217,000	2273,000	49,000	8,000	913,000	5,000
	SA-1522	3,143	0,670	0,050	98,970	1268,000	2382,000	49,000	8,000	924,000	5,000
	SA-1067	4,187	1,125	1,430	98,855	980,000	2200,000	56,500	12,500	900,500	5,000
	SA-1504	2,789	0,590	0,660	99,100	1265,000	2297,000	45,000	6,000	956,000	5,000
Superior	SA-1497	2,770	0,580	0,790	99,260	1234,000	2228,000	43,000	7,000	952,000	5,000
	SA-581	5,877	1,360	0,000	99,970	790,000	1567,000	44,000	30,000	560,000	3,000
	SA-582	5,941	1,180	0,000	99,820	706,000	1432,000	40,000	31,000	523,000	3,000
	SA-1049	5,662	1,270	0,000	99,120	795,000	1565,000	41,000	29,000	558,000	3,000
	SA-577	5,275	1,360	0,000	99,940	954,000	1833,000	46,000	21,000	638,000	4,000
Nível pomítico	SA-747	3,269	0,760	0,300	99,520	1169,000	2059,000	40,000	10,000	942,000	5,000
	SA-1742	5,164	1,100	0,000	99,260	960,000	1798,000	43,000	26,000	653,000	4,000
	SA-914	4,156	1,100	0,000	99,670	1010,000	2145,000	55,000	12,000	938,000	5,000
	SA-535	1,648	0,290	1,600	98,780	1539,000	3005,000	45,000	3,000	1411,000	8,000
	SA-596	1,552	0,290	2,850	98,570	1449,000	2609,000	40,000	2,000	1329,000	8,000
Nível pomítico	SA-744	5,385	1,030	0,000	99,770	768,000	1214,000	34,000	28,000	419,000	3,000
	SA-809	5,342	1,040	0,000	99,600	775,000	1238,000	33,000	27,000	434,000	2,000
	SA-329	5,334	1,090	0,000	100,140	789,000	1322,000	38,000	28,000	455,000	3,000
Nível pomítico	SA-298	5,280	1,110	0,000	100,260	772,000	1319,000	37,000	28,000	451,000	3,000
	SA-892	0,200	0,040	10,310	98,860	43,000	231,000	18,000	0,000	1437,000	7,000

Anexo III – Análises químicas de rocha total

Sequência	Amostra	V	Ag	Cu	Ni	Pb	Zn	Bi	S	V	Cr
		ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Antiga	SA-1514	177,000	1,320	10,075	3,136	6,023	125,184	0,000	1067,882	176,272	0,000
	SA-1530	175,000	1,590	12,421	2,358	3,625	134,695	2,081	770,468	179,489	0,000
	SA-1549	203,000	1,365	11,745	0,000	3,020	132,601	0,000	713,095	207,300	34,333
	SA-1509	315,000	2,658	14,942	1,460	18,313	247,730	3,662	727,774	320,226	0,000
	SA-1066	311,000	1,304	13,409	4,768	0,000	108,156	3,701	1265,549	303,075	0,000
	SA-1496	342,000	1,484	53,699	252,213	0,000	123,218	0,000	285,051	341,088	293,410
Intermédia	SA-1500	265,000	2,587	23,334	4,720	0,000	155,041	2,755	1579,315	277,095	433,962
	SA-1522	263,000	1,546	21,928	3,127	0,000	157,202	3,216	1867,446	281,009	0,000
	SA-1067	314,000	1,410	22,054	5,932	0,000	145,201	0,000	1783,867	296,374	0,000
	SA-1504	231,000	2,060	18,279	4,798	9,102	149,188	0,000	1676,214	231,997	0,000
	SA-1497	230,000	1,654	15,834	2,677	3,801	131,986	0,000	1510,088	231,002	0,000
	SA-581	392,000	0,738	53,648	48,664	0,000	125,921	3,020	329,967	378,716	46,001
Superior	SA-582	420,000	0,717	56,657	86,493	0,000	137,531	0,000	293,717	401,507	70,140
	SA-1049	385,000	0,673	54,968	21,500	0,000	121,904	0,000	258,107	369,202	0,000
	SA-577	362,000	0,919	55,585	17,811	0,000	110,742	3,056	271,269	342,063	20,563
	SA-747	244,000	1,618	32,569	5,081	0,000	148,782	0,000	483,335	229,192	0,000
	SA-1742	338,000	0,955	52,481	45,399	0,000	133,605	0,000	378,266	352,349	42,701
	SA-914	308,000	1,594	25,290	5,019	0,000	139,723	2,221	1692,974	295,258	0,000
Nível pomfício	SA-535	175,000	3,235	10,432	2,422	16,772	176,474	2,661	4614,237	164,101	0,000
	SA-596	159,000	2,637	10,258	0,000	20,934	169,849	2,821	1779,830	153,074	0,000
	SA-744	364,000	2,833	54,619	194,208	0,000	120,185	0,000	188,508	337,587	254,874
	SA-809	358,000	1,455	55,425	184,457	0,000	125,541	0,000	137,946	327,191	222,893
	SA-329	357,000	0,814	45,298	186,261	0,000	134,055	0,000	96,318	344,485	245,720
	SA-298	359,000	0,513	62,761	189,872	0,000	136,773	0,000	96,977	344,568	281,862
	SA-892	15,000	2,626	5,461	3,373	16,227	187,004	2,353	158,811	13,457	0,000

Anexo III – Análises químicas de rocha total

Sequência	Amostra	Co	Ga	Ge	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Sn
		ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Antiga	SA-1514	9,150	34,384	1,251	131,835	2160,000	29,092	826,889	135,428	2,947	2,359
	SA-1530	11,612	33,704	1,330	149,151	2060,000	31,921	879,102	142,654	2,051	2,080
	SA-1549	10,548	32,419	1,346	67,864	2190,000	37,370	847,922	150,601	2,581	2,188
	SA-1509	9,950	51,122	1,258	141,907	1910,000	59,719	1310,000	223,819	0,000	2,589
	SA-1066	24,151	30,879	1,309	71,375	2310,000	57,010	1030,000	185,910	8,102	3,734
Intermédia	SA-1496	67,487	22,790	1,425	51,807	1220,000	33,750	427,728	91,438	3,598	2,919
	SA-1500	20,193	35,839	1,532	101,011	2490,000	50,832	1070,000	194,190	8,909	2,954
	SA-1522	19,002	37,551	1,532	106,626	2690,000	51,094	1120,000	196,425	8,132	3,144
	SA-1067	25,241	29,653	1,392	49,866	2360,000	54,890	1025,000	182,818	5,863	3,744
	SA-1504	15,616	37,811	1,483	134,409	2520,000	43,792	1090,000	190,650	4,883	2,507
Superior	SA-1497	15,093	37,080	1,430	126,867	2410,000	44,301	1080,000	176,351	5,184	2,579
	SA-581	42,157	25,825	1,399	51,847	1690,000	42,736	654,414	119,253	5,912	3,526
	SA-582	53,551	26,222	1,256	49,293	1570,000	39,473	503,686	119,753	4,268	3,657
	SA-1049	36,118	26,632	1,375	64,023	1730,000	43,018	672,731	127,620	4,455	3,651
	SA-577	31,586	26,946	1,477	61,466	1950,000	46,472	737,385	143,658	6,495	3,533
Nível pomítico	SA-747	18,276	32,719	1,237	104,113	2150,000	40,129	1030,000	177,388	6,148	2,796
	SA-1742	38,955	30,734	1,468	68,174	2000,000	43,689	806,803	146,513	5,562	3,061
	SA-914	23,755	31,289	1,459	78,011	2270,000	54,747	1070,000	187,787	8,113	3,915
	SA-535	6,707	42,244	1,204	136,101	3150,000	42,193	1480,000	238,928	8,726	2,656
	SA-596	6,579	42,055	1,188	139,674	2790,000	39,469	1420,000	236,064	4,598	7,870
Nível pomítico	SA-744	54,699	21,870	1,299	50,176	1300,000	33,155	412,634	99,812	3,756	3,029
	SA-809	52,906	21,598	1,221	49,391	1290,000	33,194	417,385	99,831	3,966	2,926
	SA-329	55,105	22,950	1,204	52,777	1390,000	35,819	449,229	110,492	2,824	2,788
	SA-298	52,993	22,768	1,371	52,945	1360,000	35,545	443,531	98,169	2,400	3,189
	SA-892	0,000	44,304	1,158	160,602	214,821	17,378	1230,000	129,113	0,000	1,175

Anexo III – Análises químicas de rocha total

Sequência	Amostra	Sb	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd
		ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Antiga	SA-1514	0,394	1,304	1240,000	100,381	170,176	17,729	59,389	9,602	3,024	7,730
	SA-1530	0,359	1,259	1130,000	104,457	181,331	19,850	67,444	11,245	3,488	8,802
	SA-1549	0,226	1,107	1260,000	116,607	211,757	24,069	82,509	13,818	4,336	10,801
	SA-1509	0,344	2,941	2180,000	103,405	127,204	11,722	35,965	6,763	2,534	7,141
	SA-1066	13,770	1,350	976,227	142,802	319,003	35,090	127,178	22,555	6,880	17,695
Intermédia	SA-1496	0,000	0,412	621,122	72,272	153,160	19,295	74,826	14,408	4,522	12,230
	SA-1500	0,351	1,185	1200,000	148,546	315,979	30,725	106,916	18,372	5,697	14,480
	SA-1522	0,343	1,245	1270,000	155,342	327,566	31,296	107,409	18,108	5,629	14,193
	SA-1067	0,637	1,048	1050,000	140,715	315,941	34,687	125,464	22,426	6,849	17,551
	SA-1504	0,424	1,430	1260,000	141,179	285,255	26,467	89,869	14,827	4,637	11,748
Superior	SA-1497	0,413	1,434	1200,000	143,214	290,454	26,977	91,881	15,321	4,771	11,894
	SA-581	0,000	0,613	853,405	99,103	195,618	25,973	98,458	18,655	5,692	15,212
	SA-582	0,000	0,549	777,137	89,721	179,017	23,897	90,661	17,119	5,306	14,027
	SA-1049	0,000	0,634	889,328	99,480	197,018	26,274	99,094	18,615	5,714	14,893
	SA-577	0,218	0,758	1010,000	116,953	262,260	29,631	110,713	20,397	6,203	16,021
Nível pomítico	SA-747	0,421	1,591	1220,000	123,292	221,742	24,751	85,257	14,816	4,527	11,856
	SA-1742	0,375	0,863	952,340	115,040	217,618	25,978	95,355	17,353	5,381	14,167
	SA-914	0,351	1,115	1080,000	139,108	307,334	33,471	120,338	21,628	6,640	16,833
	SA-535	0,534	2,390	1610,000	161,419	286,673	25,806	78,321	12,076	3,685	9,371
	SA-596	0,680	2,432	1530,000	150,072	266,178	23,968	73,629	11,556	3,552	8,814
Nível pomítico	SA-744	0,000	0,556	826,078	76,796	152,710	19,959	75,457	14,325	4,427	11,938
	SA-809	0,000	0,554	807,403	78,057	155,647	20,333	76,668	14,584	4,517	12,012
	SA-329	0,000	0,581	833,776	84,480	167,017	21,662	81,444	15,422	4,716	12,441
	SA-298	0,000	0,564	805,642	82,353	162,880	21,560	81,988	15,313	4,786	12,547
	SA-892	0,375	1,686	47,246	116,639	166,570	11,455	25,024	2,661	0,576	1,716

Anexo III – Análises químicas de rocha total

Sequência	Amostra	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	W
		ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Antiga	SA-1514	1,063	5,431	1,010	2,707	0,392	2,431	0,344	12,043	5,235	0,762
	SA-1530	1,247	6,219	1,144	3,000	0,427	2,547	0,367	13,317	5,944	0,614
	SA-1549	1,526	7,500	1,359	3,506	0,485	2,925	0,400	13,552	7,851	0,624
	SA-1509	1,309	8,062	1,782	5,212	0,886	5,244	0,743	18,195	3,782	0,959
	SA-1066	2,453	11,902	2,120	5,263	0,672	4,037	0,539	18,523	10,975	1,728
Intermédia	SA-1496	1,626	7,660	1,303	3,123	0,375	2,223	0,282	10,911	5,745	0,901
	SA-1500	2,069	10,194	1,843	4,680	0,631	3,778	0,506	16,935	9,258	2,003
	SA-1522	2,043	10,149	1,835	4,720	0,651	3,993	0,524	17,652	8,840	1,866
	SA-1067	2,445	11,789	2,078	5,206	0,668	3,979	0,534	18,892	10,979	1,770
	SA-1504	1,685	8,426	1,545	4,067	0,574	3,507	0,485	16,368	7,408	1,259
Superior	SA-1497	1,741	8,619	1,583	4,150	0,594	3,568	0,491	16,682	7,761	1,329
	SA-581	2,023	9,396	1,605	3,838	0,457	2,754	0,364	13,719	7,604	1,370
	SA-582	1,858	8,755	1,479	3,611	0,434	2,577	0,341	12,827	7,167	1,022
	SA-1049	2,012	9,509	1,625	3,883	0,466	2,837	0,370	13,771	8,066	1,218
	SA-577	2,156	10,233	1,784	4,348	0,520	3,144	0,413	14,750	9,057	1,601
Nível pomítico	SA-747	1,649	8,080	1,477	3,840	0,529	3,287	0,451	17,045	7,805	1,541
	SA-1742	1,890	9,112	1,599	3,921	0,497	2,996	0,400	14,331	7,408	1,294
	SA-914	2,367	11,381	2,038	5,055	0,658	3,929	0,527	18,879	10,612	1,969
	SA-535	1,432	7,407	1,473	4,069	0,639	4,077	0,594	22,136	7,665	2,344
	SA-596	1,336	6,964	1,362	3,861	0,597	3,771	0,561	20,898	6,987	1,376
Nível pomítico	SA-744	1,596	7,421	1,283	3,086	0,367	2,168	0,287	10,118	6,424	0,912
	SA-809	1,603	7,476	1,298	3,094	0,380	2,263	0,291	10,437	6,603	0,988
	SA-329	1,681	7,925	1,368	3,245	0,390	2,376	0,310	10,850	6,912	0,752
	SA-298	1,700	7,938	1,381	3,306	0,391	2,426	0,316	10,819	6,811	0,756
	SA-892	0,340	2,032	0,482	1,688	0,350	2,449	0,411	20,225	2,419	0,000

Anexo III – Análises químicas de rocha total

Sequência	Amostra	TI ppm	Th ppm	U ppm
Antiga	SA-1514	0,156	14,216	5,380
	SA-1530	0,142	13,954	5,138
	SA-1549	0,146	13,590	4,428
	SA-1509	0,121	10,608	6,197
Intermédia	SA-1066	0,096	15,646	4,962
	SA-1496	0,087	5,876	1,766
	SA-1500	0,099	17,295	5,719
	SA-1522	0,111	17,585	5,927
	SA-1067	0,065	15,520	4,816
	SA-1504	0,131	18,459	6,188
	SA-1497	0,083	18,744	6,284
	SA-581	0,000	9,621	2,872
	SA-582	0,000	8,578	2,528
	SA-1049	0,000	9,910	2,938
Superior	SA-577	0,000	12,263	3,723
	SA-747	0,069	19,569	6,870
	SA-1742	0,000	12,264	4,064
	SA-914	0,116	15,912	5,063
	SA-535	0,169	30,866	9,878
	SA-596	0,202	30,444	10,387
	SA-744	0,000	7,298	2,286
	SA-809	0,000	7,478	2,288
Nível pomítico	SA-329	0,000	8,018	2,471
	SA-298	0,062	7,798	2,347
	SA-892	0,258	25,875	7,753

Anexo IV – Composição normativa CIPW

Sequência	Antiga										Intermédia									
	SA-1514	SA-1530	SA-1549	SA-1509	SA-1066	SA-1496	SA-1500	SA-1522	SA-1067	SA-1504	SA-1497	SA-581	SA-582	SA-1049						
Amostra	Wt%	Wt%	Wt%	Wt%	Wt%	Wt%	Wt%	Wt%	Wt%	Wt%	Wt%	Wt%	Wt%	Wt%						
Zircão	0,16	0,18	0,16	0,27	0,21	0,09	0,21	0,22	0,21	0,22	0,22	0,13	0,10	0,13						
Anortite	6,42	9,14	9,31	6,09	6,42	10,04	4,28	3,61	6,18	5,56	4,43	9,83	10,91	10,76						
Acmite	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00						
Diópsido	11,24	12,62	12,82	19,51	31,19	26,43	18,97	17,90	31,62	18,20	15,43	31,98	28,35	36,60						
Albite	17,34	17,87	24,40	30,59	9,65	0,00	6,99	6,27	3,89	11,36	11,31	0,00	0,00	0,00						
Ortoclase	32,98	30,85	22,99	11,70	10,46	0,00	23,87	25,41	15,72	25,71	26,95	0,00	0,00	0,98						
Volastonite	1,39	0,06	0,74	0,00	0,69	0,00	4,16	4,38	0,79	2,32	3,85	0,00	0,00	0,00						
Olivina	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	21,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	7,41	12,79	3,72						
Nefelina	22,01	19,89	19,51	21,75	24,98	14,12	27,25	29,01	25,35	25,29	26,01	18,34	17,10	20,40						
Leucite	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	9,22	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	12,19	9,82	9,61						
Larnite	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,91	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,70	2,06	0,00						
Apatite	0,88	1,09	1,16	0,90	2,69	2,18	1,78	1,55	2,66	1,39	1,37	3,13	2,73	2,97						
Pirite	0,23	0,17	0,15	0,17	0,28	0,06	0,34	0,40	0,38	0,36	0,32	0,06	0,06	0,06						
Cromite	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00						
Ilmenite	3,76	4,25	4,63	3,95	8,26	10,33	6,48	6,00	8,07	5,36	5,32	11,09	11,24	10,81						
Magnetite	3,84	4,12	4,36	5,36	5,42	4,71	5,93	5,54	5,38	4,54	5,09	4,34	5,02	4,15						
TOTAL	100,25	100,23	100,24	100,31	100,25	100,22	100,35	100,31	100,26	100,30	100,28	100,21	100,20	100,18						

Anexo IV – Composição normativa CIPW

Sequência	Superior														Nível pomítico
	SA-577	SA-747	SA-1742	SA-914	SA-535	SA-596	SA-744	SA-809	SA-329	SA-298	SA-892	Wt%	Wt%	Wt%	
Amostra	Wt%	Wt%	Wt%	Wt%	Wt%	Wt%	Wt%	Wt%	Wt%	Wt%	Wt%	Wt%	Wt%	Wt%	Wt%
Zircão	0,15	0,21	0,16	0,21	0,30	0,28	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,25
Anortite	9,40	2,80	7,80	4,13	0,00	2,00	10,88	10,30	9,59	9,89	9,89	9,89	9,89	9,89	4,98
Acmite	0,00	0,00	0,00	0,00	0,58	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Diópsido	32,52	19,11	32,32	30,00	9,49	10,07	28,36	29,30	31,98	31,21	31,21	31,21	31,21	31,21	0,00
Albite	0,00	8,04	0,00	0,00	15,05	29,32	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	40,39
Ortoclase	9,15	26,00	9,63	17,49	29,90	20,80	0,00	0,00	1,90	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	37,41
Volastonite	0,00	3,05	0,00	1,42	5,40	3,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Olivina	1,56	0,00	2,26	0,00	0,00	0,00	17,45	16,77	15,74	15,57	15,57	15,57	15,57	15,57	1,85
Nefelina	21,77	27,41	22,64	28,24	31,14	26,79	14,30	15,13	18,61	16,46	16,46	16,46	16,46	16,46	6,82
Leucite	6,82	0,00	7,23	2,74	0,00	0,00	10,75	10,98	5,09	9,50	9,50	9,50	9,50	9,50	0,00
Larnite	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,08	0,54	0,00	0,38	0,38	0,38	0,38	0,38	0,00
Apatite	3,13	1,76	2,55	2,55	0,70	0,70	2,39	2,34	2,50	2,55	2,55	2,55	2,55	2,55	0,12
Pirite	0,06	0,11	0,08	0,36	1,00	0,40	0,04	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,04
Cromite	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,06	0,04	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,00
Ilmenite	9,97	6,23	9,80	7,88	3,19	3,06	10,20	10,10	10,07	9,93	9,93	9,93	9,93	9,93	0,44
Magnetite	5,67	5,54	5,74	5,28	3,64	3,78	4,61	4,58	4,55	4,55	4,55	4,55	4,55	4,55	1,52
TOTAL	100,21	100,26	100,25	100,28	100,38	100,35	100,20	100,20	100,20	100,21	100,21	100,21	100,21	100,21	100,13

Anexo V – Valores de Th e Yb utilizados no cálculo da fusão parcial

A equação da cristalização fraccionada é dada por:

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

onde:

C_L = concentração do elemento no liquido residual após a cristalização fraccionada

C_0 = concentração do elemento i no magma primário

F = fracção do liquido residual

D = coeficiente de distribuição global sólido/liquido do elemento para a paragénese fraccionada

Se aplicarmos esta equação ao Fe e Mg da olivina obtemos:

$$\frac{C_L^{Fe}}{C_0^{Fe}} = F^{(D_{Fe}^{ol/liq}-1)} \quad (2)$$

$$\frac{C_L^{Mg}}{C_0^{Mg}} = F^{(D_{Mg}^{ol/liq}-1)} \quad (3)$$

Da razão entre as equações (2) e (3) resulta:

$$C_L^{Fe/Mg} = C_0^{Fe/Mg} \cdot F^{D_{Fe}^{ol/liq}-D_{Mg}^{ol/liq}} \quad (4)$$

$C_L^{Fe/Mg}$ = razão Fe/Mg da rocha

$C_0^{Fe/Mg}$ = razão Fe/Mg dum magma primário, que se obtém através de $[Mg\#]^{-1}-1$, onde Mg# assume o valor 0.75.

$D_{Fe}^{ol/liq}$ e $D_{Mg}^{ol/liq}$ são provenientes da tabela 6.2 (ponto 6.1)

A quantidade de olivina a adicionar à rocha, para a obtenção duma composição equivalente à dum magma primário, é determinada através da equação 5, onde C corresponde à quantidade de cristalização, ou seja, à quantidade de olivina necessária para a obtenção duma composição característica dum magma primário.

$$F+C=1 \quad (5)$$

Na tabela V.1 encontram-se os valores de Th e Yb resultantes da adição de olivina à rocha (C_0^{Th} e C_0^{Yb}) e foram obtidos através da multiplicação da concentração do elemento no líquido residual (C_L^{Th} e C_L^{Yb}) pela quantidade de rocha.

Tabela V.1 – Quantidade de olivina adicionada à rocha, concentração de Th e Yb na amostra (C_L^{Th} e C_L^{Yb}) e concentração de Th e Yb numa rocha com características dum magma primário (C_0^{Th} e C_0^{Yb}).

Amostra	Olivina	Rocha	C_L^{Th}	C_L^{Yb}	C_0^{Th}	C_0^{Yb}
SA-298	0,382	0,618	8	2	4,82	1,50
SA-329	0,374	0,626	8	2	5,02	1,49
SA-581	0,334	0,666	10	3	6,41	1,83
SA-582	0,345	0,655	9	3	5,62	1,69
SA-744	0,341	0,659	7	2	4,81	1,43
SA-809	0,366	0,634	7	2	4,74	1,44
SA-1496	0,399	0,601	6	2	3,53	1,34

Referências Bibliográficas

- Amaro, R.C. (1999) *Petrologia dos xenólitos ultramáficos e de outros encraves granulares das rochas basálticas da ilha de São Tomé, República de São Tomé e Príncipe*. Dissertação apresentada ao Instituto de Investigação Científica Tropical para prestação de provas de acesso à categoria de investigador Auxiliar. Instituto de Investigação Científica Tropical, Centro de Geologia, Lisboa.
- Assunção, C.T. (1968) “Geologia da Província de Cabo Verde”. Curso de Geologia do Ultramar, Vol. I, *Junta Invest. Ultramar.*, pp.32-49.
- Augustithis, S.S. (1978) *Atlas of textural patterns of basalts and their genetic significance*, Elsevier Scientific Publishing Company.
- Baker, M.B. and P.J. Wyllie (1992) “High-pressure apatite solubility in a carbonate-rich liquids: implications for mantle metasomatism”. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 56, No. 9, pp. 3409-3422.
- Balhaus, C., R.F. Berry and D.H. Green (1990) “Oxygen fugacity controls in the earth’s upper mantle”. *Nature*, Vol. 348, pp. 437-440.
- Balhaus, C., R.F. Berry and D.H. Green (1991) “High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implications for the oxidation state of the upper mantle”. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 107, pp. 27-40.
- Barnes, S.J. and P.L. Roeder (2001) “The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks”. *Journal of Petrology*, Vol. 42(12), pp. 2279-2302.
- Barton, M. and M.J. Van Bergen (1981) “Green clinopyroxenes and associated phases in a potassium-rich lava from the Leucite Hills, Wyoming”. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 77, pp. 101-114.
- Barton, M., J.C. Varekamp and M.J. Van Bergen (1982) “Complex zoning of clinopyroxenes in the lavas of Vulcini, Latium, Italy: evidence for magma mixing”. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 14, pp.361-388.
- Beattie, P., C. Ford and D. Russel (1991) “Partition coefficients for olivine-melt and orthopyroxene-melt systems”. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 109, pp. 212-224.

- Beattie, P. (1993) "Olivine-melt and orthopyroxene-melt equilibria". *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 115, pp. 103-111.
- Bebiano, J.B. (1932) "A geologia do arquipélago de Cabo Verde". *Comum. Serv. Geol. Port.*, Vol. 18, pp. 189-200.
- Bédard, J.H.J., D.M. Francis and J. Ludden (1988) "Petrology and pyroxene chemistry of Montereyan dykes: the origin of concentric zoning and green cores in clinopyroxenes from alkali basalts and lamprophyres". *Canadian Journal of Earth Sciences*, Vol. 25, pp. 2041-2058.
- Berndt, J., F. Holtz and J. Koepke (2001) "Experimental constraints on storage conditions in the chemically zoned phonolitic magma chamber of Laacher See volcano". *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 140, pp. 469-486.
- Brooks, C.K. and I. Printzlau (1978) "Magma mixing in mafic volcanic rocks: the evidence from relic phenocryst phases and other inclusions". *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 4, pp.315-331.
- Buddington, A.F. and D.H. Lindsley (1964) "Iron-Titanium oxide minerals and synthetic equivalents". *Journal of Petrology*, Vol. 5(2), pp. 310-357.
- Burke, K. (1996) "The African Plate". *South African Journal of Geology*, Vol. 99, pp. 341-409.
- Cebriá, J.M. and J. López-Ruiz (1996) "A refined method for trace element modelling of nonmodal batch partial melting processes: The Cenozoic continental volcanism of Calatrava, central Spain". *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 60, No. 8, pp. 1355-1366.
- Christensen, B.P., P.M. Holm, A. Jambon and J.R. Wilson (2001) "Helium, argon and lead isotopic composition of volcanics from Santo Antão and Fogo, Cape Verde Islands". *Chemical Geology*, Vol. 178, pp. 127-142.
- Clague, D.A. and F.A. Frey (1982) "Petrology and trace element geochemistry of the Honolulu volcanics, Oahu: implications for the oceanic mantle below Hawaii". *Journal of Petrology*, Vol. 23(3), pp. 447-504.
- Class, C. and S.L. Goldstein (1997) "Plume-lithosphere interactions in the ocean basins: constraints from the source mineralogy". *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 150, pp. 245-260.

- Chauvel, C., A.W. Hofmann and P. Vidal (1992) "HIMU-EM: The French Polynesian connection". *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 110, pp. 99-119.
- Courtney, R.C., and R.S. White (1986) "Anomalous heat flow and geoid across the Cape Verde Rise: evidence for dynamic support from a thermal plume in the mantle". *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, Vol. 87, pp.815-867.
- Dash, B.P., M.M. Ball, G.A. King, L.W. Butler and P.A. Rona (1976) "Geophysical Investigation of the Cape Verde Archipelago". *Journal of Geophysical Research*, Vol. 81, No. 29, pp. 5249-5259.
- Daveau, S. (1998) "Nótula sobre aspectos recentes e actuais da erosão fluvial na ilha de Santo Antão (Cabo Verde)". *Finisterra, Centro de Estudos Geográficos*, Vol. XXIII, Nº 46, pp. 287-301.
- David, K., P. Schiano and C.J. Allègre (2000) "Assessment of the Zr/Hf fractionation in oceanic basalts and continental materials during petrogenetic processes". *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 178, pp. 285-301.
- Davies, G.R., M.J. Norry, D.C. Gerlach and R.A. Cliff (1989) "A combined chemical and Pb-Sr-Nd isotope study of the Azores and Cape Verde hot spots; the geodynamic implications". *Geological Society Special Publications*, No. 42, pp.231-255.
- Deer W.A., R.A. Howie and J. Zussman (1963) *Rock Forming Minerals, Non-Silicates*, Vol. 5, Longman Group Limited, London.
- Deer W.A., R.A. Howie and J. Zussman (1978) *Rock Forming Minerals, Single Chain Silicates*. Vol. 2A, 2nd edition, Longman Group Limited, London.
- Deer W.A., R.A. Howie and J. Zussman (1981) *Minerais Constituintes das Rochas-uma introdução*. Fundação Calouste Gulbenkian, Lisboa.
- Deer W.A., R.A. Howie and J. Zussman (1982) *Rock Forming Minerals, Orthosilicates*. Vol. 1A, 2nd edition, Longman Group Limited, London.
- De Paepe, P., J. Klerxe, J. Hertogen and P. Plinke (1974) "Oceanic Tholeiites on the Cape Verde Islands: Petrochemical and Geochemical Evidence". *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 22, pp. 347-354.

- Dobosi, G. and R.V. Fodor (1992) "Magma fractionation, replenishment and mixing as inferred from green-core clinopyroxenes in Pliocene basanite, southern Slovakia". *Lithos*, Vol. 28, pp. 133-150.
- Donaldson, C.H. (1976) "An experimental investigation of olivine morphology". *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 57, pp. 187-213.
- Doucelance, R., S. Escrig, M. Moreira, C. Gariépy and M.D. Kurtz (2003) "Pb-Sr-He isotope and trace element geochemistry of the Cape Verde Archipelago". *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 67, No. 19, pp. 3717-3733.
- Dowty, E. (1976) "Crystal structure and crystal growth: II. Sector zoning in minerals". *American Mineralogist*, Vol. 61, pp. 460-469.
- Duda, A. and H.U. Schmincke (1985) "Polybaric differentiation of alkali basaltic magmas: evidence from green-core clinopyroxenes (Eifel, FRG)". *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 91, pp. 340-353.
- Duncan, R.A. (1984) "Age progressive in the New England seamounts and the opening of the Central Atlantic ocean". *Journal of Geophysical Research*, Vol. 89, No. B12, pp. 9980-9990.
- Dupuy, C., J.M. Liotard and J. Dostal (1992) "Zr/Hf fractionation in intraplate basaltic rocks: carbonate metasomatism in the mantle source". *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 56, pp. 2417-2423.
- Eugster, H.P. and D.R. Wones (1962) "Stability relations of ferruginous biotite". *Journal of Petrology*, Vol. 3, pp. 387-397.
- Fabriés, J. (1979) "Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes". *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 69, pp. 329-336.
- Farley, K.A., J.H. Natland and H. Craig (1992) "Binary mixing of enriched and undegassed (primitive?) mantle components (He, Sr, Nd, Pb) in Samoan lavas". *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 111, pp. 183-199.
- Ford, C.E., D.G. Russel, J.A. Craven and M.R. Fisk (1983) "Olivine-liquid equilibria: temperature, pressure and composition dependence of the crystal/liquid cation partition coefficients for Mg, Fe²⁺, Ca and Mn". *Journal of Petrology*, Vol. 24, pp. 256-265.

- Fourcade, E., J. Azéma, P. Wever et R. Busnardo (1990) “Contribution à la datation de la croûte océanique de l’Atlantique Central: Age valanginien inférieur des basalts océaniques et âge néocomien des calcaires Maiolica de Maio (Iles du Cap Vert)”. *Marine geology*, Vol. 95, pp. 31-44.
- Frey, F.A. (1969) “Rare earth abundances in a high temperature peridotite intrusion”. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 33, pp. 1429-1447.
- Frinch, T. and H.U. Schmincke (1969) “Petrology of clinopyroxene-amphibole inclusions from the Roque Nublo volcanics, Gran Canaria, Canary Islands (Petrology of the Roque Nublo volcanics I)”. *Bulletin of Volcanology*, Vol. 33, pp. 1073-1088.
- Furman, T. and D. Graham (1999) “Erosion of lithospheric mantle beneath the East African Rift system: geochemical evidence from the Kivu volcanic province”. *Lithos*, Vol. 48, pp. 237-262.
- Gerlach, D.C., R.A. Cliff, G.R. Davies, M. Norry and N. Hodgson (1988) “Magma Sources of the Cape Verde Archipelago: Isotopic and trace element constraints”. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 52, pp. 2979-2992.
- Green, T.H., J. Adam and S.H. Sie (1992) “Trace element partitioning between silicate minerals and carbonatite at 25 kbar and application to mantle metasomatism”. *Mineralogy and Petrology*, Vol. 46, pp. 179-184.
- Haggerty, S.E. (1976) “Opaque mineral oxides in terrestrial igneous rocks”. In *Oxide Minerals, Reviews of Mineralogy*, Vol. 3, pp. H101-L300.
- Hamilton, D.L., P. Bedson and J. Esson (1989) “The behaviour of trace elements in the evolution of carbonatites”. In *Carbonatites, genesis and evolution* (K. Bell ed.), Unwin and Hyman, pp. 405-427.
- Harrison, R.J., M.T. Dove, K.S. Knight and A. Putnis (1999) “In-situ neutron diffraction study on non-convergent cation ordering in the $(\text{Fe}_3\text{O}_4)_{1-x}(\text{MgAl}_2\text{O}_4)_x$ spinel solid solution”. *American Mineralogist*, Vol. 84, pp. 555-563.
- Hart, S.R. and K.E. Davis (1978) “Nickel partitioning between olivine and silicate melt”. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 40, pp. 203-219.
- Hassan, I. and H.D. Grundy (1989a) “The structure of nosean, ideally $\text{Na}_8[\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}]\text{SO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$ ”. *Canadian Mineralogist*, Vol. 27, pp. 165-172.

- Hassan, I. and H.D. Grundy (1991) "The crystal structure of Hauyne at 293 and 153 K". *Canadian Mineralogist*, Vol. 29, pp. 123-130.
- Hayes, D.E. and P.D. Rabinowitz. (1975) "Mesozoic Magnetic Lineations and the Magnetic Quiet Zone of Northwest Africa". *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 28, pp. 105-115.
- Henn, U. and H. Bank (1990) "Über die Farbe der Sodalith-minerale: sodalith, lasurit (lapis lazuli) und hauyn". *Zeitschrift der Deutschen Gemmologischen Gesellschaft*, Vol. 39(2-3), pp. 159-163.
- Hill, R.I. (1991) "Starting plumes and continental break-up". *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 104, pp. 398-416.
- Hirschmann, M.M and M.S. Ghiorso (1994) "Activities of nickel, cobalt and manganese silicates in magmatic liquids and applications to olivine/liquid and to silicate/melt partitioning". *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 58, pp. 4109-4126.
- Hoernle, K., G. Tilton, M.J. Le Bas, S. Duggen, D.G. Schönberg (2002) "Geochemistry of oceanic carbonatites compared with continental carbonatites: mantle recycling of oceanic crustal carbonate". *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 142, No. 5, pp. 520-542.
- Irving, T.N. and W.R.A. Baragar (1971) "A guide to chemical classification of the common volcanic rocks". *Canadian Journal of Earth Science*, Vol. 8, pp. 523-548.
- Irving, T.N. and F.A. Frey (1978) "Distribution of trace elements between garnet megacrysts and host volcanic liquids of kimberlitic to rhyolitic composition". *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 42, pp. 771-787.
- Irving, T.N. and F.A. Frey (1984) "Trace element abundances in megacrysts and their host basalts: constrains on partition coefficients and megacryst genesis". *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 48, pp. 1201-1211.
- Isley, A.E. and D.H. Abbott (2002) "Implications of the Temporal Distribution of High-Mg magmas for mantle Plume Volcanism through Time". *Journal of Geology*, Vol. 110, pp.141-158.
- Jensen, B.B (2000) "Partitioning of elements in sector-zoned clinopyroxenes". *Mineralogical Magazine*, Vol. 64(4), pp. 725-728.

- Jørgensen, J.Ø. and P.M. Holm (2002) "Temporal variation and carbonatite contamination in primitive ocean island volcanics from São Vicente, Cape Verde Islands". *Chemical Geology*, Vol. 139, pp. 51-74.
- Joron, J.L. and M. Treuil (1989) "Hygromagmaphile element distributions in oceanic basalts as fingertips of partial melting and mantle heterogeneities: a specific approach and proposal of an identification and modelling method." *Geological Society Special Publications*, No. 42, pp.277-299.
- Karmalkar, N.R. and S. Rege (2002) "Cryptic metasomatism in the upper mantle beneath Kutch: evidence from spinel lherzolite xenoliths". *Current Science*, Vol. 82, No. 9, pp. 1157-1165.
- Kay, R.W. and P.W. Gast (1973) "The rare earth content and origin of alkali rich basalts". *J. Geol.*, Vol. 81, pp. 653-682.
- Klerxe, J. and P. Paepe (1971) "Cape Verde Islands: Evidence for a Mesozoic Oceanic Ridge". *Nature Physical Science*, Vol. 233, pp. 117-118.
- Klerxe, J. and P. Paepe (1976) "The main characteristics of the magmatism of the Cape Verde Islands". *Ann. Soc. Geol. Belgique*, No. 99, pp.347-357.
- Klitgord, K.D. and H. Schouten. (1986) "Plate Kinematics of the Central Atlantic ", *The geology of North America*, Vol. M, *The Western North Atlantic Region*, P.R. Vogt and B.E. Tucholke (eds.). *Geological Society of America*, pp. 351-378.
- Kokfelt, T.F., P.M. Holm, C.J. Hawkesworth and D.W. Peate (1998) "A lithospheric mantle source for the Cape Verde Island magmatism: trace element and isotopic evidence from the island of Fogo". *Mineralogical Magazine*, Vol. 62A, pp. 801-802.
- LaTourrette, T., R.L. Herving and J.R. Holloway (1995) "Trace element partitioning between amphibole, phlogopite and basanite melt". *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 135, pp. 13-30.
- Le Bas, M.J (1989) "Nephelinitic and basanitic rocks". *Journal of Petrology*, Vol. 30, Part 5, pp. 1299-1312.
- Le Bas, M.J., R.W. Le Maitre, A. Streckeisen and B. Zanettin (1986) "A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram". *Journal of Petrology*, Vol. 27, pp. 745-750.

- Le Maitre, R.W., A. Streckeisen, B. Zanettin, M.J. Le Bas, B. Bonin, P. Bateman, G. Bellieni, A. Dudek, S. Efremova, J. Keller, J. Lameyre, P.A. Sabine, R. Schmid, H. Sørensen, A.R. Woolley (2002) *Igneous Rocks, a classification and glossary of terms*, 2nd edition, Cambridge University Press.
- Lessing, P. and C.M. Grout (1971) "Haüinite from Edwards, New York". *American Mineralogist*, Vol. 56, pp. 1096-1100.
- Leung, I.S. (1974) "Sector-zoned titanaugites: morphology, crystal chemistry and growth". *American Mineralogist*, Vol. 59, pp. 127-138.
- Libourel, G. (1999) "Systematics of calcium partitioning between olivine and silicate melt: implications for melt structure and calcium content of magmatic olivines". *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 136, pp. 63-80.
- Lindsley, D.H. (1976) "The crystal chemistry and structure of oxide minerals as exemplified by the Fe-Ti oxides". In *Oxide Minerals, Reviews in Mineralogy*, Vol. 3, pp.L1-L59.
- Litvinovsky, B.A., B. Jahn, A.N. Zanzilevish and M.G. Shadaev (2002) "Crystal fractionation in the petrogenesis of an alkali monzodiorite-syenite series: the Oshurkovo plutonic sheeted complex, Transbaikalia, Russia". *Lithos*, Vol.64(3-4), pp. 97-130.
- Lloyd, F.E. (1981) "Upper-mantle metasomatism beneath a continental rift: clinopyroxenes in alkali mafic lavas and nodules from South West Uganda". *Mineralogical Magazine*, Vol. 44, pp.315-323.
- Longhi, J., D. Walker and J.F. Hayes (1978) "The distribution of Fe and Mg between olivine and lunar basaltic liquids". *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 42, pp. 1545-1558.
- Loubet, M., N. Shimizu and C.J. Allègre (1975) "Rare earth elements in Alpine Peridotite". *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 53, pp. 1-12.
- Maaløe, S. (1985) *Principles of igneous petrology*. Springer-Verlag, Berlin.
- Maaløe, S., O. Tumyr and D. James (1989) "Population density and zoning of olivine phenocrysts in from Kauai, Hawaii". *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 101, pp. 176-186.

- Marques, M. M. (1991) “Nota sobre a evolução geomorfológica da Bacia Hidrográfica da Ribeira das Patas (ilha de Santo Antão-Cabo Verde)”. *Garcia de Orta, Série de Geologia*, Vol. 14, N.º 1-2, pp.1-6.
- Mata J.M. (1996) *Petrologia e geoquímica das lavas da ilha da Madeira: implicações para os modelos de evolução do manto terrestre*. Dissertação apresentada à Universidade de Lisboa para obtenção do grau de Doutor em Geologia na especialidade de Geoquímica. Faculdade de Ciências de Lisboa, Departamento de Geologia, Lisboa.
- Martins, M.M (2003) *Petrologia e geoquímica das lavas da ilha de Santiago (Cabo Verde)*. Dissertação apresentada à Universidade de Lisboa para obtenção do grau de Mestre em Geologia na especialidade de Petrologia e Geoquímica. Faculdade de Ciências de Lisboa, Departamento de Geologia, Lisboa.
- Mattioli, G.S. and B.J. Wood (1988) “Magnetite activities across the $MgAl_2O_4$ - Fe_3O_4 spinel join, with application to the thermobarometric estimates of upper mantle oxygen fugacity”. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 98, pp. 148-162.
- McDonough, W.F. and S.S Sun (1995) “The composition of the Earth”. *Chemical Geology*, Vol. 120, pp. 223-253.
- McKay, G.A. (1989) “Partitioning of rare earth elements between major silicate minerals and basaltic melts”. In *Geochemistry and mineralogy of rare earth elements*. *Reviews in Mineralogy*, Vol. 21, pp. 45-77.
- McNutt, M. (1988) “Thermal properties of the Cape Verde Rise”. *Journal of Geophysical Research*, Vol.93, No. B4, pp. 2784-2794.
- Middlemost, E.A.K. (1975) “The basalt clan”. *Earth Science Reviews*, Vol. 11, pp. 337-364.
- Middlemost, E.A.K. (1989) “Iron oxidation ratios, norms and classification of volcanic rocks”. *Chemical Geology*, Vol. 77, pp. 19-26.
- Mendes, M.H. (1995) *Petrologia e geoquímica dos xenólitos peridotíticos da ilha de Santiago, arquipélago de Cabo Verde*. Dissertação apresentada ao Instituto de Investigação Científica Tropical para prestação de provas de acesso à categoria de investigador Auxiliar. Instituto de Investigação Científica Tropical, Centro de Geologia, Lisboa.
- Minster, J.F. and C.J. Allègre (1978) “Systematic use of trace elements in igneous processes”. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 68, pp. 37-52.

- Mitchell-Thomé, R. (1976) *Geology of the Middle Atlantic Islands*. Gebrüder Borntraeger, Berlin, Stuttgart.
- Mitchell, J.G., M.J. Le Bas, J. Zielonka and H. Furnes (1983) "On dating the magmatism of Maio, Cape Verde Islands". *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 64, pp. 61-76.
- Morgan, W.J. (1983) "Hotspot tracks and the early rifting of the Atlantic". *Tectonophysics*, Vol. 94, pp. 123-139.
- Morimoto, N., J. Fabries, A.K. Ferguson, I.V. Ginzburg, M. Ross, F.A. Seifert, J. Zussman, K. Aoki and G. Gottardi (1988) "Nomenclature of pyroxenes". *American Mineralogist*, Vol. 73, pp. 1123-1133.
- Mortesen, A. and J. R. Wilsom (1998) "The Cão Grande phonolitic pumice on Santo Antão, Cape Verde Islands". *P. M. Holm (eds.): Abstract Volume, Magma Chamber Processes VII*, pp. 14-15.
- Mota Gomes, A e Rodrigues, R.L (1997) "Protecção civil provocada pela erupção vulcânica de 1995 na ilha do Fogo. O serviço de protecção civil". *A Erupção Vulcânica de 1995 na ilha do Fogo, Cabo Verde, Ministério da Ciência e Tecnologia e Instituto de Investigação Científica e Tropical*, pp. 335-344.
- Munhá, J., L.C. Silva, T. Palacios and P.C. Torres (1991) "Origin of $\text{CaFe}^{3+}\text{AlSiO}_6$ -rich pyroxenes in olivine-nephelinites and olivine-melilitites from Sal, Cape Verde islands". *Garcia de Orta, Série de Geologia*, Vol. 14, N.º 1-2, pp.15-27.
- Munhá, J. (1992) "Modelação computacional em petrologia ígnea e metamórfica". *Geonovas*, N.º especial 3, pp. 1-44.
- Munhá, J., M.H. Mendes, T. Palácios, L.C. Silva e P.C. Torres (1997) "Petrologia e geoquímica da erupção de 1995 e de outras lavas históricas na ilha do Fogo, Cabo Verde". *A Erupção Vulcânica de 1995 na ilha do Fogo, Cabo Verde, Ministério da Ciência e Tecnologia e Instituto de Investigação Científica e Tropical*, pp. 171-186.
- Nakagawa, M., K. Wada and C.P. Wood (2002) "Mixed magmas, mush chambers and eruption triggers: evidence from zoned clinopyroxene phenocrysts in andesitic scoria from the 1995 eruptions of Ruapehu volcano, New Zealand". *Journal of Petrology*, Vol. 43(12), pp. 2279-2303.
- Nakamura, Y. (1973) "Origin of sector-zoning of igneous clinopyroxenes". *American Mineralogist*, Vol. 58, pp. 986-990.

- Nell, J. and B.J. Wood (1989) "Thermodynamic properties in a multicomponent solid solution involving cation disorder: Fe_3O_4 - MgFe_2O_4 - FeAl_2O_4 - MgAl_2O_4 spinels". *American Mineralogist*, Vol. 74, pp. 1000-1015.
- Nell, J. and B.J. Wood (1991) "High-temperature electrical measurements and thermodynamic properties of Fe_3O_4 - FeCr_2O_4 - MgCr_2O_4 - FeAl_2O_4 spinels". *American Mineralogist*, Vol. 76, pp. 405-426.
- Nelson, D.R., A.R. Chivas, B.W. Chappell and M.T. McCulloch (1988) "Geochemical and isotopic systematics in carbonatites and implications for the evolution of ocean-island sources". *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 52, pp. 1-17.
- Neumann, E.R., E.W. Pedersen, N.J. Pearson and E.A. Spencer (2002) "Mantle xenoliths from Tenerife (Canary Islands): evidence for reactions between mantle peridotites and silicic carbonatite melts inducing Ca metasomatism". *Journal of Petrology*, Vol. 43, No. 5, pp. 825-857.
- Nimis, P. and P. Ulmer (1998) "Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Part 1: an expanded structural geobarometer for anhydrous and hydrous, basic and ultrabasic systems". *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 133, pp. 122-135.
- Nimis, P. (1999) "Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Part 2: structural geobarometers for basic to acid, tholeiitic and mildly alkaline magmatic systems". *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 135, pp. 62-74.
- Olivet, J.L., J. Bonnin, P. Beuzart. et J.M. Auzende. (1984) "Cinématique de L'Atlantique Nord et Central". *Publication Centre National pour L'Exploitation des Océans. Rapports scientifiques et techniques*, No. 54, 108pp.
- O'Neill, H.S.C. and V.J. Wall (1987) "The olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer, the nickel precipitation curve, and the oxygen fugacity of the earth's upper mantle". *Journal of Petrology*, Vol. 28(6), pp. 1169-1191.
- Pacheco A.H (1969) "The Tahitites of Gran Canaria and Hauynitization of their inclusions". *Bulletin Volcanologique*, Vol. XXXIII-3, pp. 701-728.
- Paterson, B.A. and W.E. Stephens (1992) "Kinetically induced compositional zoning in titanite: implications for accessory-phase/melt partitioning of trace elements". *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 109, pp. 373-385.
- Peach, C.L., E.A. Mathez and R.R. Keays (1990) "Sulfide melt-silicate distribution coefficients for noble metals and other chalcophile elements as deduced from MORB:

implications for partial melting”. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 54, pp. 3379-3389.

Pearce, J.A. and M.J. Norry (1979) “Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks”. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 69, pp. 33-47.

Phipps Morgan, J., W.J. Morgan and E. Prica (1995) “Hotspot melting generates both hotspot volcanism and a hotspot swell?”. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 100, No. B5, pp. 8045-8062.

Plesner, S. and J.R. Wilson (1999) “Petrology and Geochronology of Santo Antão, Cape Verde Islands, a preliminary report”. *EUG 10 Journal of Conference Abstract*, Vol. 4, pp. 784.

Plesner, S., P.M. Holm and J.R. Wilson (2003) “ ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology of Santo Antão, Cape Verde Islands”. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 120, pp. 103-121.

Rickwood, P.C. (1989) “Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements”. *Lithos*, Vol. 22, pp. 247-263.

Robertson, A.H.F. (1984) “Mesozoic deep-water and Tertiary volcanoclastic deposition in Maio, Cape Verde Islands: Implications for Atlantic Paleoenvironments and ocean island volcanism”. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, Vol. 95, pp.433-453.

Roeder, P.L. and R.F. Emslie (1970) “Olivine-liquid equilibrium”. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 29, pp. 275-289.

Roeder, P.L. (1974) “Activity of iron and olivine solubility in basaltic liquids”. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 23, pp. 397-410.

Roeder, P.L., I.H. Campbell and H.E. Jamieson (1979) “A re-evaluation of the olivine-spinel geothermometer”. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 68, pp. 325-334.

Rollinson, H. (1993) *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman Scientific & Technical, London.

- Rona, P.A., J. Brakl and J.R. Heirtzler (1970) "Magnetic anomalies in the Northeast Atlantic between the Canary and Cape Verde Islands". *Journal of Geophysical Research*, Vol. 75, No. 35, pp. 7412-7420.
- Rudnick, R.L., W.F. McDonough and B.W. Chappell (1993) "Carbonatite metasomatism in the northern Tanzanian mantle: petrographic and geochemical characteristics". *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 114, pp. 463-475.
- Sack, R.O. (1982) "Spinels as petrogenetic indicators: activity-composition relations at low pressures". *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 79, pp. 169-186.
- Sack, R.O. and M.S. Ghiorso (1991a) "Chromian spinels as petrogenetic indicators: thermodynamics and petrological applications". *American Mineralogist*, Vol. 76, pp. 827-847.
- Sack, R.O. and M.S. Ghiorso (1991b) "An internally consistent model for the thermodynamic of Fe-Mg-titanomagnetite-aluminate spinels" *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 106, pp. 474-505.
- Saunders, A.D. and J. Tarney (1984) "Geochemical characteristics of basaltic volcanism within back arc-basins". In *Marginal basin geology*, Spec. Publ. Geol. Soc. London, Vol. 16, pp. 59-76.
- Schweitzer, E.L., J.J. Papike and A.E. Bence (1979) "Statistical analysis of clinopyroxenes from deep-sea basalts". *American Mineralogist*, Vol. 64, pp. 501-513.
- Sepp, B. and T. Kunzmann (2001) "The stability of clinopyroxene in the system CaO-MgO-SiO₂-TiO₂ (CMST)". *American Mineralogist*, Vol. 86, pp. 265-270.
- Serralheiro, A. (1976) *A Geologia da ilha de Santiago (Cabo Verde)*. Dissertação de Doutoramento em Geologia, apresentada à Universidade de Lisboa.
- Shaw, D.M. (1970) "Trace element fractionation during anatexis". *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 34, pp. 237-243.
- Shearer, C.K. and L.M. Larsen (1994) "Sector-zoned aegirine from the Ilímaussaq alkaline intrusion, South Greenland: implications for trace-element behavior in pyroxene". *American Mineralogist*, Vol. 79, pp. 340-352.
- Sigurdson, H. and J.G. Schilling (1976) "Spinels in mid-atlantic ridge basalts: chemistry and occurrence". *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 29, pp. 7-20.

- Silva, L.C (1994) *Evolução geológica, petrológica e geoquímica da ilha de Santo Antão – Arquipélago de Cabo Verde*. Programa de investigação apresentado no concurso para investigador coordenador do IICT. Texto não publicado, Instituto de Investigação Científica Tropical.
- Silva, L.C., A. Serralheiro, P.C. Torres and M.H. Mendes (2004) “Geology of recent volcanic formations from Santo Antão Island, Cape Verde”. *20th Colloquium of African geology*, Orléans, France (entregue para publicação).
- Silver, P.G., R.M. Russo and C. Lithgow-Bertelloni (1998) “Coupling of South American and African Plate motion and plate deformation”. *Science*, Vol. 279, pp. 60-63.
- Snyder, D.A., I.S.E. Carmichael and R.A. Wiebe (1993) “Experimental study of liquid evolution in an Fe-rich layered mafic intrusion: constrains of Fe-Ti oxide precipitation on the T-fO₂ and T-paths of tholeiitic magmas”. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 113, pp. 73-86.
- Späth, A., A.P. Le Roex and N. Opiyo-Akech (2001) “Plume-litosphere interaction and the origin of continental rift-related alkaline volcanism. The Chyulu Hills volcanic province, Southern Kenya”. *Journal of Petrology*, Vol. 42, pp. 765-787.
- Stillman, C.J., H. Furnes, M.J. Le Bas, A.H.F. Robertson and J. Zielonka (1982) “The geological history of Maio, Cape Verde Islands”. *Journal of the geological Society, London*, Vol. 139, pp. 347-361.
- Taylor, D. (1967) “The sodalite group of minerals”. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 16, pp. 172-188.
- Taylor, R.W. (1964) “Phase equilibria in the system FeO-Fe₂O₃-TiO₂ at 1300°C”. *American Mineralogist*, Vol. 49, pp. 1016-1030.
- Thirwall, M.F. (1997) “Pb isotopic and elemental evidence for OIB derivation from young HIMU mantle”. *Chemical Geology*, Vol. 139, pp.51-74.
- Thy, P. (1983) “Spinel minerals in transitional and alkali basaltic glasses from Iceland”. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 83, pp. 141-149.
- Torres, P.C. (1998) *Geologia e petrogénese das formações vulcânicas da ilha do Sal, arquipélago de Cabo Verde*. Dissertação apresentada ao Instituto de Investigação Científica Tropical para prestação de provas de acesso à categoria de investigador Auxiliar. Instituto de Investigação Científica Tropical, Centro de Geologia, Lisboa

- Tracy, R.J. and P. Robinson (1977) "Zoned titanian augite in alkali olivine basalt from Tahiti and the nature of titanium substitutions in augite". *American Mineralogist*, Vol. 62, pp. 634-645.
- Treuil, M. and J.L. Joron (1975) "Utilization des éléments hygromagmathophiles pour la simplification de la modélisation quantitative des processus magmatiques. Exemples de L'Afar et de la Dorsale Médioatlantique". *Soc. Ital. Mineral. Petrol.*, Vol. 31, pp. 125-174.
- Trindade, M.J. (2002) *Contribuição para o estudo petrológico e geoquímico do vulcanismo recente da ilha de S. Vicente (Cabo Verde)*. Dissertação apresentada à Universidade de Lisboa para obtenção do grau de Mestre em Geologia na especialidade de Petrologia e Geoquímica. Faculdade de Ciências de Lisboa, Departamento de Geologia, Lisboa
- Turner, S., C. Hawkesworth, N. Rogers and P. King (1997) "U-Th isotope disequilibria and ocean island basalt generation in the Azores". *Chemical Geology*, Vol. 139, pp. 145-164.
- Ulmer, P. (1989) "The dependence of the Fe²⁺-Mg cation partitioning between olivine and basaltic liquid on pressure, temperature and composition: an experimental study to 30 kbars". *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 101, pp. 261-273.
- Wass, S.Y. (1979) "Multiple origins of clinopyroxenes in alkali basaltic rocks". *Lithos*, Vol. 12, pp. 115-132.
- Watson, E.B., J.M. Brenan and D.R. Baker (1991) *Continental Mantle*. Oxford University Press.
- Watson, E.B. and Y. Liang (1995) "A simple model for sector zoning in slowly grown crystals: implications for growth rate and lattice diffusion, with emphasis on accessory minerals in crustal rocks". *American Mineralogist*, Vol. 80, pp. 1179-1187.
- Weaver, B.L. (1991) "The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constrains". *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 104, pp. 381-397.
- White, R.S. (1989) "Asthenospheric control on magmatism in the ocean basins". *Geological Society Special Publications*, No. 42, pp.17-27.

Williams, C.A., I.A. Hill, R. Young and R.S. White (1990) "Fracture Zones across the Cape Verde Rise, NE Atlantic". *Journal of the Geological Society*, Vol. 147, pp. 851-857.

Wilson, M. (1989) *Igneous Petrogenesis*. Unwin Hyman, London.

Woodhead, J.D. (1996) "Extreme HIMU in an oceanic setting: the geochemistry of Mangaia Island (Polynesia) and temporal evolution of the Cook-Austral hotspot". *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 72, pp. 1-19.

Verhoogen, J. (1962) "Distribution of titanium between silicates and oxides in igneous rocks". *American Journal of Science*, Vol. 260, pp. 211-220.

Xu, Y.G, M.A. Menzies, M.F. Thirlwall and G.H. Xie (2001) "Exotic lithosphere mantle beneath the western Yangtze craton: petrogenetic links to Tibet using magnesian ultrapotassic rocks". *Geology*, Vol. 29, No. 9, pp. 863-866.

Zindler, A. and S. Hart (1986) "Chemical geodynamics". *Ann. Rec. Earth Planet. Sci.*, Vol. 14, pp.493-571.