

Universidade de Évora
Departamento de Geociências

**ESTUDO GEOLÓGICO E GEOQUÍMICO DAS
SEQUÊNCIAS OFIOLÍTICAS INTERNAS
DA ZONA DE OSSA-MORENA
(PORTUGAL)**

JORGE MANUEL COSTA PEDRO

Dissertação apresentada à Universidade de Évora para a
obtenção do grau de Doutor em Geologia

ORIENTADOR: Prof. Doutor José Manuel Urbano Munhá

(Prof. Catedrático do Dep. de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa)

CO-ORIENTADOR: Prof. Doutor António Alexandre Ventura Araújo

(Prof. Associado do Dep. de Geociências da Universidade de Évora)

2004

*“ ... o que sabemos é uma gota de água;
o que ignoramos é um oceano.”*

Isaac Newton

À minha Família

**e à memória de
meu Pai e de Francisco Gonçalves**

ÍNDICE GERAL

PREFÁCIO E AGRACECIMENTOS	V
FINANCIAMENTO	VII
ABREVIATURAS	VIII
RESUMO	IX
ABSTRACT	X

CAPÍTULO 1 - O MACIÇO IBÉRICO

1.1 – Introdução	1
1.2 – Aspectos Gerais	3
1.3 – O Maciço Ibérico na Cadeia Varisca	6
1.4 – As Unidades Tectonoestratigráficas do Maciço Ibérico	8
<u>1.4.1 – Zona Cantábrica</u>	9
<u>1.4.2 – Zona Oeste-Astúrico-Leonesa</u>	10
<u>1.4.3 – Zona Centro-Ibérica</u>	12
<u>1.4.4 – Zona Galiza –Trás-os-Montes</u>	14
<u>1.4.5 – Zona de Ossa-Morena</u>	18
<u>1.4.6 – Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches</u>	22
<u>1.4.7 – Terreno Acrecionário do Pulo do Lobo</u>	23
<u>1.4.8 – Zona Sul-Portuguesa</u>	24

CAPÍTULO 2 - ZONA DE OSSA-MORENA

2.1 – Domínios da Zona de Ossa-Morena	27
<u>2.1.1 – Domínio da Faixa Blastomilonítica</u>	29
<u>2.1.2 – Domínio de Alter do Chão-Elvas</u>	31

<u>2.1.3 – Domínio de Estremoz-Barrancos</u>	32
<u>2.1.4 – Domínio de Évora-Beja</u>	35
<u>2.1.4.1 – “Subdomínio” do anticlinal de Ficalho-Moura</u>	37
<u>2.1.4.2 – “Subdomínio” Alvito - Viana do Alentejo - Portel</u>	39
a) <u>Sequência Parautóctone</u>	41
b) <u>Sequência Vulcano-Sedimentar</u>	43
c) <u>Sequência Ofiolítica</u>	47
d) <u>Formações do Terciário</u>	48
e) <u>Formações de Cobertura</u>	48
<u>2.1.5 – Complexo Ígneo de Beja</u>	48
<u>2.1.6 – Maciço de Évora</u>	49
2.2 – Síntese do Magmatismo Varisco na Zona de Ossa-Morena	50
<u>2.2.1 – Vulcanismo</u>	50
<u>2.2.2 – Plutonismo</u>	52
<u>2.2.3 – Considerações Geodinâmicas</u>	53
CAPÍTULO 3 - SEQUÊNCIAS OFIOLÍTICAS INTERNAS	59
3.1 - Enquadramento Geológico	64
<u>3.1.1 – Sector de São Lourenço</u>	64
<u>3.1.2 – Sector de Oriola</u>	67
<u>3.1.3 – Sector de Vila Ruiva</u>	74
<u>3.1.4 – Sector de Antas</u>	81
<u>3.1.5 – Sector de Santana</u>	87
3.2 – Petrografia	93
<u>3.2.1 – Rochas Peridotíticas</u>	93
a) <u>Dunitos</u>	93
b) <u>Werlitos</u>	95
<u>3.2.2 – Cumulados Piroxeníticos</u>	97
<u>3.2.3 – Rochas Metagabroicas</u>	100
<u>3.2.4 – Rochas Metabasálticas</u>	105

3.3 – Química Mineral	109
<u>3.3.1 – Olivinas</u>	109
<u>3.3.2 – Clinopiroxenas</u>	110
<u>3.3.3 – Anfíbolas</u>	114
<u>3.3.4 – Plagioclases</u>	118
<u>3.3.5 – Clorites</u>	120
<u>3.3.6 – Epidoto</u>	121
<u>3.3.7 – Óxidos</u>	122
<u>3.3.8 – Serpentinhas</u>	123
<u>3.3.9 – Síntese dos Resultados</u>	123
CAPÍTULO 4 - LITOGEOQUÍMICA	125
4.1 - Elementos Maiores	126
4.2 - Elementos em Traço	134
<u>4.2.1 – Elementos de Alto Potencial Iónico</u>	135
<u>4.2.1.2 – Diagramas Multielementares</u>	147
<u>a) Sector de Oriola</u>	147
<u>b) Sector de Antas</u>	150
<u>c) Sector de Santana</u>	153
<u>d) Sector de Vila Ruiva</u>	155
<u>e) Sector de S. Lourenço</u>	157
<u>4.2.2 – Lantanídeos</u>	160
<u>a) Sector de Oriola</u>	161
<u>b) Sector de Antas</u>	164
<u>c) Sector de Santana</u>	168
<u>d) Sector de Vila Ruiva</u>	170
<u>e) Sector de S. Lourenço</u>	172
<u>4.2.3 – Síntese dos Resultados</u>	174

CAPÍTULO 5 - CONSIDERAÇÕES PETROGENÉTICAS	177
5.1 – A Natureza da Fonte Magmática	178
5.2 – Os Processos de Fusão Parcial	185
5.2 – Os Processos de Cristalização Fraccionada	190
5.2 – Síntese e Interpretação dos Resultados	191
CAPÍTULO 6 - CONCLUSÕES	195
BIBLIOGRAFIA	203
ANEXOS	
ANEXO 1 – Química Mineral	
ANEXO 2 – Litogeoquímica	
ANEXO 3 – Amostragem	

PREFÁCIO E AGRACECIMENTOS:

Após a conclusão do Mestrado em Geologia Dinâmica Interna em 1996, que consistiu no “*Estudo do Metamorfismo de Alta Pressão na Área de Safira (Montemor-o-Novo) Zona de Ossa-Morena*”, foi-me proposto em meados de 1997 pelos Professores José Manuel Munhá, Alexandre Araújo e Paulo Fonseca o estudo de fragmentos ofiolíticos em São Lourenço e na região de Alvito – Viana do Alentejo, dando continuidade à minha investigação na Zona de Ossa-Morena, iniciada em 1994.

O presente trabalho, realizado sob a orientação do Professor José Manuel Munhá e co-orientação do Professor Alexandre Araújo, consiste no estudo das referidas rochas ofiolíticas e tem os seguintes objectivos:

- Caracterizar geologicamente os fragmentos ofiolíticos e estabelecer relações com as formações encaixantes.
- Identificar novas ocorrências de fragmentos ofiolíticos.
- Determinar as assinaturas geoquímicas, natureza dos protólitos ígneos e reconstituir geotectonicamente os fragmentos ofiolíticos.
- Comparar a génese dos fragmentos ofiolíticos com a estabelecida para o Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches.
- Interpretar os dados segundo os modelos de evolução estabelecidos para o ramo SW da Cadeia Varisca Ibérica.

Ao concluir este estudo, não quero deixar de expressar os meus agradecimentos às entidades e pessoas que, de uma forma ou de outra, contribuíram para a sua realização.

Aos responsáveis pelo Centro de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa e do Departamento de Geociências da Universidade de Évora agradeço o apoio e facilidades concedidas na utilização dos meios indispensáveis à realização deste trabalho.

Ao Professor José Manuel Munhá quero agradecer pela orientação científica, nomeadamente pela partilha dos seus conhecimentos, ao seu constante incentivo à conclusão da tese, à sua disponibilidade e pragmatismo na resolução de questões mais complexas bem como pelas facilidades concedidas, via Centro de Geologia, na aquisição dos dados analíticos de química mineral e litogeoquímica.

Ao Professor Alexandre Araújo agradeço o constante acompanhamento durante os levantamentos cartográficos, a partilha dos seus conhecimentos sobre a geologia da Zona de Ossa-Morena, a disponibilidade e sentido crítico no esclarecimento de dúvidas e os melhoramentos acrescentados ao texto.

Aos meus orientadores quero agradecer ainda a cedência dos dados de litogeoquímica, amostras e lâminas delgadas do sector de São Lourenço.

Ao Professor Paulo Fonseca, apesar de não ter participado directamente na orientação desta tese, agradeço a sua disponibilidade na resolução de questões que foram surgindo, bem como o constante incentivo à conclusão da mesma.

Por último quero agradecer à minha família, a quem dedico este trabalho, a todos os meus colegas e amigos pelo incentivo e palavras de ânimo, nas mais diversas circunstâncias.

A todos os meus SINCEROS AGRADECIMENTOS.

FINANCIAMENTO:

Este trabalho foi parcialmente financiado pelo Centro de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, pelo Departamento de Geociências da Universidade de Évora e pelos seguintes projectos:

- PRODEP - Medida 5/Ação 5.3, Formação avançada para o Ensino Superior.
- MODELIB - POCTI/CTA/35630/1999.
- PETROLOG - POCTIA/UI/263.
- TECTIBER – PRAXIS/2/2.1/CTA/353/94.

ABREVIATURAS:

Lista das principais abreviaturas utilizadas ao longo do texto:

MORB (“Mid Ocean Ridge Basalts”) – Basaltos das dorsais oceânicas.

N-MORB - Basaltos normais das dorsais oceânicas.

T-MORB - Basaltos transicionais das dorsais oceânicas.

E-MORB - Basaltos enriquecidos das dorsais oceânicas.

DMM (“Depleted Mantle MORB”) – Fonte mantélica dos MORB.

REE (“Rare Earth Elements”) – Elementos do Grupo das Terras Raras.

REE-leves – Terras Raras leves.

REE-médias – Terras Raras médias.

REE-pesadas – Terras Raras pesadas.

LILE (“Large-Ion Lithophile Elements”) – Elementos litófilos de grande raio iónico.

HFSE (“High Field Strength Elements”) – Elementos de grande força de campo.

HOT (“Harzburgitic Ophiolite Type”) – Ofiolitos com manto residual harzburgítico.

LOT (“Lherzolic Ophiolite Type”) – Ofiolitos com manto residual lherzolítico.

OI – Olivina.

Fo – Fosterite

Fa - Faialite

Cpx - Clinopiroxena.

Opx – Ortopiroxena.

Gt – Granada.

Plg – Plagioclase.

$K_D^{\text{min/liq}}$ – Coeficiente de partição mineral líquido.

RESUMO:

Palavras chave: *Ofiolitos, Zona de Ossa-Morena, N-MORB, E-MORB, magmatismo anorogénico vs. orogénico, bacias oceânicas, Cadeia Varisca Ibérica.*

As Sequências Ofiolíticas Internas correspondem a cinco fragmentos de crosta oceânica alóctones, próximos do limite SW da Zona de Ossa-Morena (Domínio de Évora-Beja), numa posição interna relativamente ao Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches. Ocorrem sob a forma de imbricações tectónicas ou “klippes”, no Complexo Filonítico de Moura e apresentam-se, regra geral, incompletas, por acção da deformação e recristalização metamórfica, nas fácies dos xistos verdes e anfibolítica. No seu conjunto, as Sequências Ofiolíticas Internas, definem uma estruturação interna idêntica à descrita para os ofiolitos, nomeadamente aos ofiolitos tipo LOT (“Lherzolitite Ophiolite Type”).

Os dados geoquímicos revelam um quimismo toleítico heterogéneo, transicional entre dois membros finais, tipo N-MORB e E-MORB, resultante de heterogeneidades ao nível da fonte mantélica. As assinaturas geoquímicas mostram, de forma inequívoca, que os protólitos ígneos das Sequências Ofiolíticas Internas formaram-se num ambiente tectonomagmático anorogénico, ou seja, numa bacia oceânica, tipo oceano “aberto”, sem qualquer influência de componentes orogénicos resultante dos mecanismos de subducção.

As características geoquímicas e a natureza dos protólitos das Sequências Ofiolíticas Internas contrastam, nitidamente, com o estabelecido para o Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches, onde são referidas assinaturas geoquímicas orogénicas, semelhantes às identificadas nas bacias “back-arc”. Os dados apresentados suportam o envolvimento de duas bacias oceânicas

(oceano “aberto” e bacia “back-arc”) durante a evolução geodinâmica do ramo SW da Cadeia Varisca Ibérica.

A caracterização das Sequências Ofiolíticas Internas e o significado geodinâmico dos seus protólitos vêm colmatar a ausência, até à data, de magmatismo oceânico anorogénico no registo da Zona de Ossa-Morena, durante a Orogenia Varisca, complementando assim, em termos magmatogénicos, o ciclo de Wilson no ramo SW do Maciço Ibérico.

ABSTRACT:

Keywords: *Ophiolites, Ossa-Morena Zone, N-MORB, E-MORB, anorogenic vs. orogenic magmatism, ocean basins, Iberian Variscan Belt.*

The “Internal Ophiolitic Sequences (IOS)” correspond to allochthonous oceanic crust fragments that outcrop near the SW boundary of the Ossa-Morena Zone (Évora-Beja Domain), in an internal position relative to the Beja-Acebuches Ophiolitic Complex. The IOS occur as tectonic imbrications or klippen, in the Moura Phyllonitic Complex. Despite deformation and metamorphism (greenschist/amphibolite facies), they still preserve a typical ophiolitic internal stratigraphy identical to that described for many LOT (“Lherzolithic Ophiolite Type”) ophiolites.

Geochemical data indicates that the IOS have variable tholeiitic chemistry, transitional between N-MORB and E-MORB. Petrogenetic modelling suggests that the observed geochemical variations reflect both mantle source heterogeneity and partial melting processes. The IOS geochemistry indicates that their igneous protholites formed in an anorogenic tectonomagmatic environment, like the ocean ridge basins, without any influence of orogenic components related to subduction mechanisms. These characteristics contrast markedly with those reported for the Beja-Acebuches Ophiolitic Complex,

(which has been interpreted as to represent oceanic crust generated in a “back-arc” setting), supporting the existence of two distinct oceanic basins (ocean ridge and back-arc) during the geodynamical evolution the SW Iberian Variscan Chain. Therefore, the Internal Ophiolitic Sequences in the Ossa-Morena Zone reflect the early oceanization events during the Variscan Orogeny, filling the information gap that was lacking to complement the Wilson cycle in the SW branch of the Iberian Massif.

CAPÍTULO 1

O MACIÇO IBÉRICO

1.1 Introdução

Subdividido inicialmente por Lotze (1945), o Maciço Ibérico (fig. 1.1) tem, ao longo dos tempos, sido alvo de vários estudos, que têm contribuído para o aprofundamento do conhecimento e desenvolvimento de modelos de evolução geodinâmica. Parte desses estudos foram desenvolvidos na Zona de Ossa-Morena, onde foi reconhecida uma sutura varisca sublinhada pela presença de crusta oceânica (Munhá *et al.*, 1986), entre as zonas de Ossa-Morena e Sul-Portuguesa: Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches. A presença desta sutura associada à visão aloctonista dos Terrenos Ofiolíticos Setentrionais (Cabo Ortegal, Ordenes, Bragança e Morais), presentes no noroeste peninsular (Iglésias *et al.*, 1983; Ribeiro *et al.*, 1990a), assumiu importância fundamental na análise e interpretação da evolução geodinâmica do Maciço Ibérico no seio da Cadeia Varisca, permitindo formular hipóteses quanto à localização inicial dos oceanos envolvidos nos processos de subducção durante a orogénese varisca.

Após a definição do Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches têm-se assistido a grandes avanços nos domínios da geologia estrutural, magmatismo, metamorfismo e geoquímica (e.g. Araújo, 1989; Fonseca, 1989; Crespo-Blanc

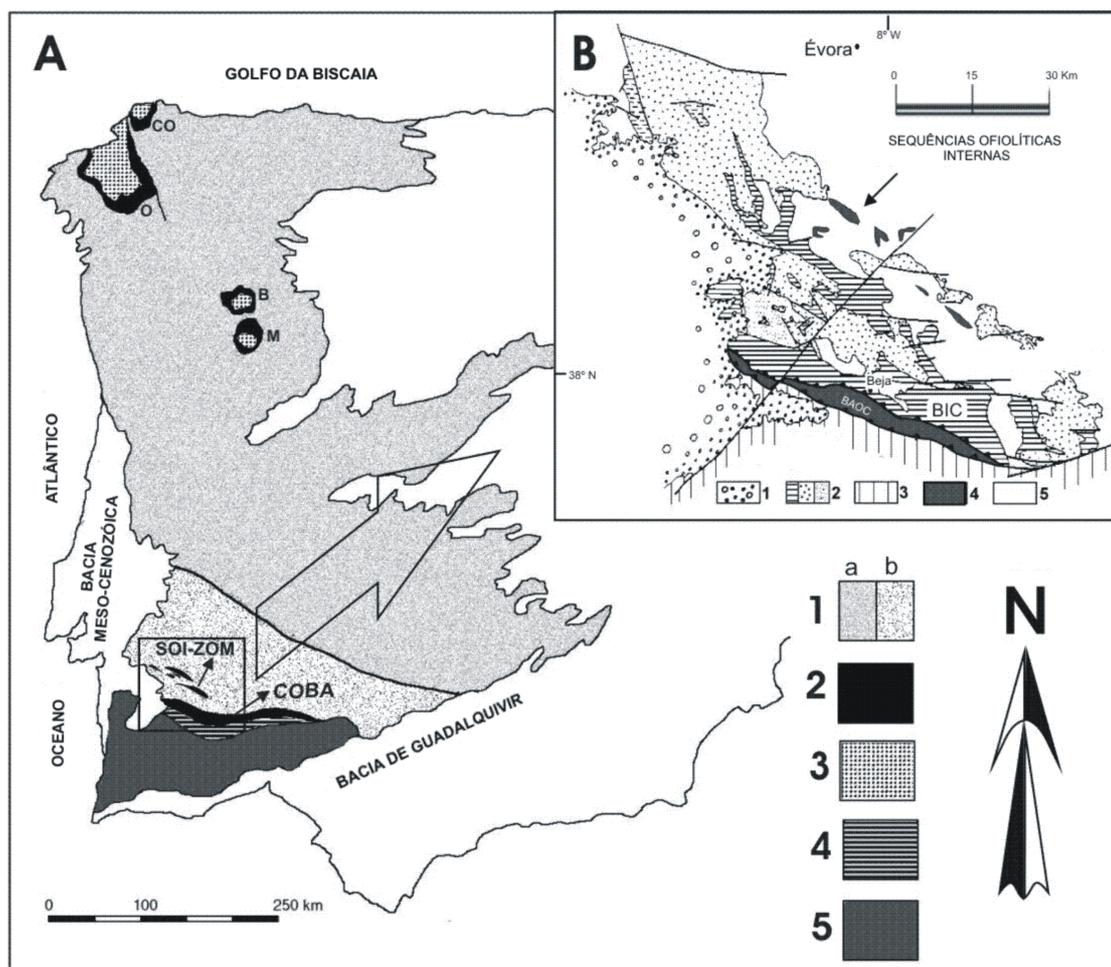


Fig. 1.1.A – Mapa simplificado dos terrenos tectonoestratigráficos do Maciço Ibérico (adaptado de Ribeiro *et al.*, 1990b, Quesada, 1992 e Fonseca, 1995). 1- Autóctone Ibérico (a: Autóctone Centro-Ibérico, b: Zona de Ossa-Morena); 2- Terrenos Ofiolíticos, (CO: Cabo Ortelal, O: Ordenes, B: Bragança, M: Morais, SOI-ZOM: Sequências Ofiolíticas Internas da Zona de Ossa-Morena, COBA: Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches); 3- Terrenos Alóctones Continentais; 4- Terreno do “Pulo do Lobo”; 5- Zona Sul-Portuguesa. B – Mapa geológico simplificado da região SW da Zona de Ossa-Morena (adaptado de Fonseca, 1995). 1- Cobertura Terciária; 2- Complexo Ígneo de Beja (BIC); 3- Zona Sul-Portuguesa 4- Sequências Ofiolíticas; 5- Zona de Ossa-Morena indiferenciada.

et al., 1991; Eden & Andrews, 1991; De Jong *et al.*, 1991a, 1991b; Araújo *et al.*, 1993; Fonseca *et al.*, 1993, Fonseca and Ribeiro, 1993; Araújo *et al.*, 1994; Quesada *et al.*, 1994; Araújo, 1995; Fonseca, 1995; Pedro, 1996; Moita, 1997; Fonseca *et al.*, 1999; Leal, 2001; Rosas, 2003) nos sectores meridionais da Zona de Ossa-Morena, no sentido de aprofundar o conhecimento sobre esta megaestrutura.

Estes estudos modificaram a ideia inicialmente estabelecida sobre a evolução geodinâmica nos sectores meridionais da Zona de Ossa-Morena; indicam a presença de rochas metamórficas de alta pressão (e.g. eclogitos e xistos azuis; Fonseca *et al.*, 1993; Araújo, 1995; Fonseca, 1995; Pedro, 1996; Moita, 1997; Fonseca *et al.*, 1999; Leal, 2001) e “klippes” de terrenos exóticos (fig. 1.1B). Estes últimos, apresentam uma sucessão litoestratigráfica que aponta para uma natureza ofiolítica (Araújo *et al.*, 1993; Araújo *et al.*, 1994; Araújo, 1995; Fonseca, 1995; Pedro *et al.*, 1998; Fonseca *et al.*, 1999). A presença de eclogitos e xistos azuis bem como das sequências exóticas com afinidades oceânicas (Sequências Ofiolíticas Internas), nas zonas internas da Zona de Ossa-Morena, constituem uma novidade em termos de evolução geotectónica desta unidade tectonoestratigráfica.

Este trabalho tem como objectivo caracterizar as Sequências Ofiolíticas Internas da Zona de Ossa-Morena, sob uma perspectiva geoquímica, comparar a sua génese com a estabelecida para o Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches e retirar conclusões que permitam efectuar uma reconstituição geotectónica, contribuindo assim para a caracterização da evolução do ramo sudoeste da Cadeia Varisca Ibérica.

1.2 Aspectos Gerais

O substrato da Península Ibérica corresponde essencialmente a um fragmento de soco varisco, parcialmente coberto por formações meso-cenozóicas (fig. 1.2). O soco varisco apresenta idades que vão do Precâmbrico ao Paleozóico superior e aflora essencialmente na zona ocidental da Península Ibérica, constituindo o chamado Maciço Ibérico ou Maciço Hespérico. Representa o segmento meridional, mais precisamente sudoeste, do soco Varisco Europeu onde não se registam reactivações significativas durante os eventos tectonometamórficos alpinos (Dallmeyer & Martinez Garcia, 1990).

Em 1945 Lotze dividiu o Maciço Ibérico com base em critérios estratigráficos, magmáticos, metamórficos e estruturais em seis zonas tectonoestratigráficas (*vide* fig. 1.2) designadas de nordeste para sudoeste como: Zona Cantábrica, Zona Oeste-Astúrico-Leonesa, Zona Galaico-Castelhana, Zona Lusitana Oriental-Alcudiana, Zona de Ossa-Morena e Zona Sul-Portuguesa.

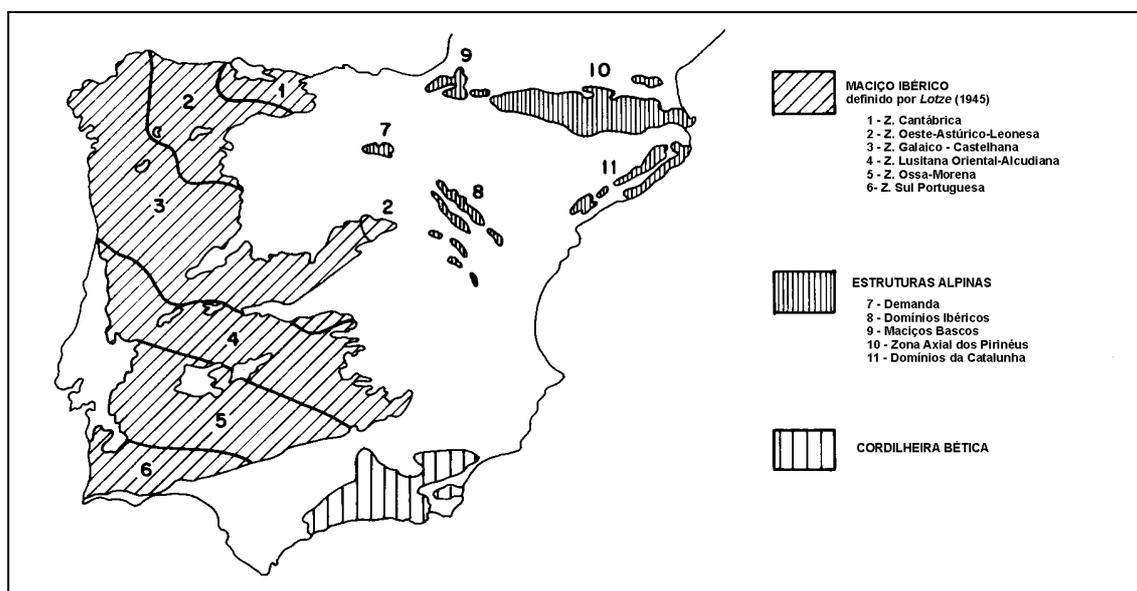


Fig. 1.2 – Ocorrências de rochas ante-Pérmicas na Península Ibérica (segundo Dallmeyer and Martinez Garcia, 1990).

Posteriormente, estas zonas tectonoestratigráficas foram subdivididas e reinterpretadas por outros autores, mas no seu essencial mantiveram os limites inicialmente estabelecidos por Lotze. Saliente-se, no entanto, as alterações introduzidas por Julivert *et al.* (1974) que definem a Zona Centro-Ibérica por unificação das zonas Galaico-Castelhana e Lusitana Oriental-Alcudiana, passando-se também a referir a existência da subzona Galiza Média – Trás-os-Montes, posteriormente considerada como Zona de Galiza – Trás-os-Montes por Farias *et al.*, (1987: *in* Diez Balda *et al.*, 1990) e por Arenas *et al.*, (1988: *in* Diez Balda *et al.*, 1990). Quesada (1991) refere-se também à unidade de Galiza – Trás-os-Montes como zona e não como subzona e define, ainda, a

Zona do Pulo do Lobo, localizada entre as zonas de Ossa-Morena e Sul-Portuguesa, onde ocorrem unidades com afinidades oceânicas. A introdução dos conceitos ofiolitóide e Complexo Ofiolítico de Beja (Andrade, 1977,1979) estão na base da definição do Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches (Munhá *et al.*, 1986; Quesada *et al.*, 1994), que marca uma importante sutura varisca entre as zonas de Ossa-Morena e Sul-Portuguesa.

As alterações efectuadas ao longo dos tempos, nas divisões do Maciço Ibérico, reflectem a evolução do conhecimento científico; permitem novas formas de abordagem e interpretação quer da geologia, quer da evolução geodinâmica do Maciço Ibérico. Um desses conceitos é o de “Terreno Tectonoestratigráfico” (Coney *et al.*, 1980), sendo definido como uma unidade estrutural com continuidade estratigráfica, paleontológica, magmática, metamórfica e metalogénica; distinta dos terrenos circundantes, com fronteiras limitadas por acidentes tectónicos maiores ou “mélanges” tectónicas, que representam suturas desenraizadas, normalmente envolvendo histórias tectónicas complexas. A análise do Maciço Ibérico segundo a perspectiva de terrenos (fig. 1.3) foi efectuada por Ribeiro *et al.*, (1990b) e Quesada (1991). Estes autores definem para a Cadeia Varisca Ibérica os seguintes terrenos tectonoestratigráficos: *i)* Terreno Ibérico Autóctone, constituído pelas zonas Cantábrica, Oeste-Astúrico-Leonesa e grande parte das zonas Centro-Ibérica e de Ossa-Morena; *ii)* Terreno Oceânico Setentrional, constituído pelos Terrenos Ofiolíticos da Galiza e de Trás-os-Montes; *iii)* Terreno Alóctone Continental Setentrional, formado pela unidade superior do Complexo Galaico-Transmontano; *iv)* Terreno Oceânico Meridional, constituído pelo Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches, definido por Munhá *et al.*, (1986) e Quesada *et al.*, (1994) e por formações de natureza oceânica do Antiforma do Pulo do Lobo (Oliveira, 1990); *v)* Terreno Sul-Português, que corresponde à Zona Sul-Portuguesa.

1.3 O Maciço Ibérico na Cadeia Varisca

O Maciço Ibérico relaciona-se com a restante Cadeia Varisca Europeia através de uma megaestrutura – Arco Ibero-Armoricano – que liga o Maciço Ibérico ao Maciço Armoricano (Dias e Ribeiro, 1994), conferindo um aspecto arqueado às estruturas no ramo oeste da Cadeia Varisca Europeia (fig. 1.4). A correlação entre estes dois maciços é evidenciada por critérios estruturais, paleogeográficos, magmáticos e metamórficos (Perroud, 1982).

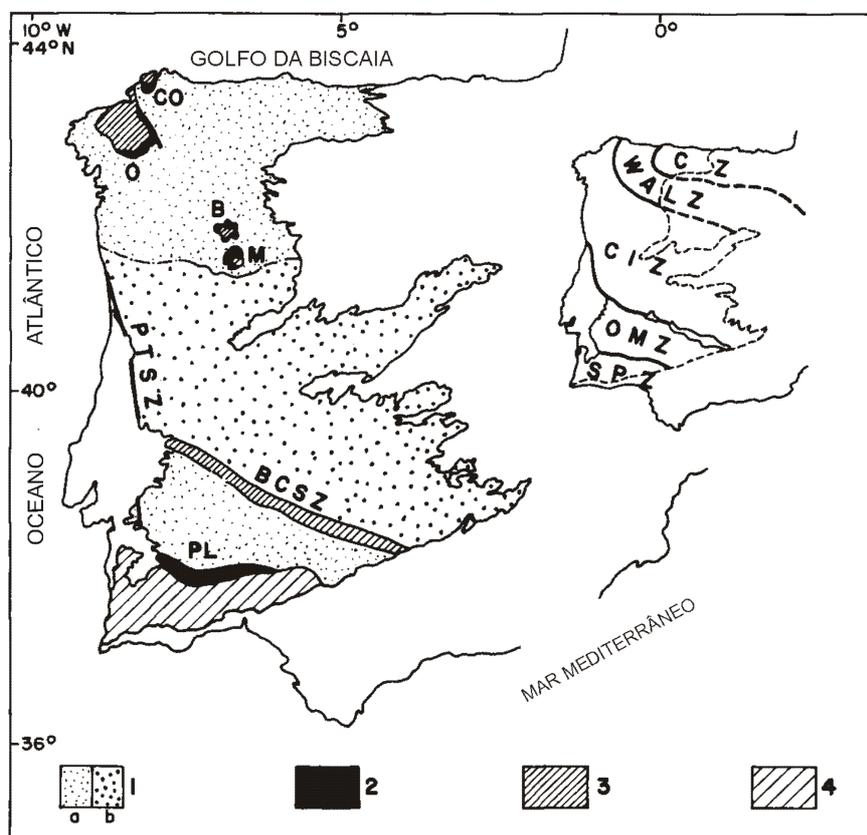


Fig. 1.3 - Mapa de terrenos propostos para o Maciço Ibérico (segundo Ribeiro *et al.*, 1990b). 1 – Terreno Ibérico: a – margens imbricadas, b – núcleos parautoctones; 2 – Terrenos exóticos oceânicos: PL – Terreno ofiolítico do Pulo do Lobo; CO, O, B e M – Complexos de Cabo Ortegá, Ordoñes, Bragança e Morais; 3 – Terrenos continentais exóticos do noroeste; 4 – Terreno suspeito sul português; BCSZ – zona de cisalhamento de Badajoz-Córdoba, PTSZ – zona de cisalhamento de Porto-Tomar. No canto superior direito estão as divisões propostas por Julivert *et al.* (1974).

No entanto Robardert e Gutierrez Marco (1990) definem dois domínios paleogeográficos distintos para o Maciço Ibérico: um domínio setentrional com afinidades “armoricanas”, correspondente à Zona Centro Ibérica e outro meridional com afinidades norte “gondwanicas”, correspondente às zonas de Ossa-Morena e Sul-Portuguesa. A dificuldade em estabelecer equivalências paleogeográficas entre os domínios meridionais do Maciço Ibérico (nomeadamente, Zona de Ossa-Morena) e os domínios setentrionais do Arco Ibero-Armoricano, serve de argumento a alguns autores (Lefort, 1989) para negarem a existência do Arco Ibero-Armoricano. Contudo os modelos tectónicos de colisão oblíqua prevêm a existência de diferenças significativas nos dois ramos da virgação (Matte, 1986).

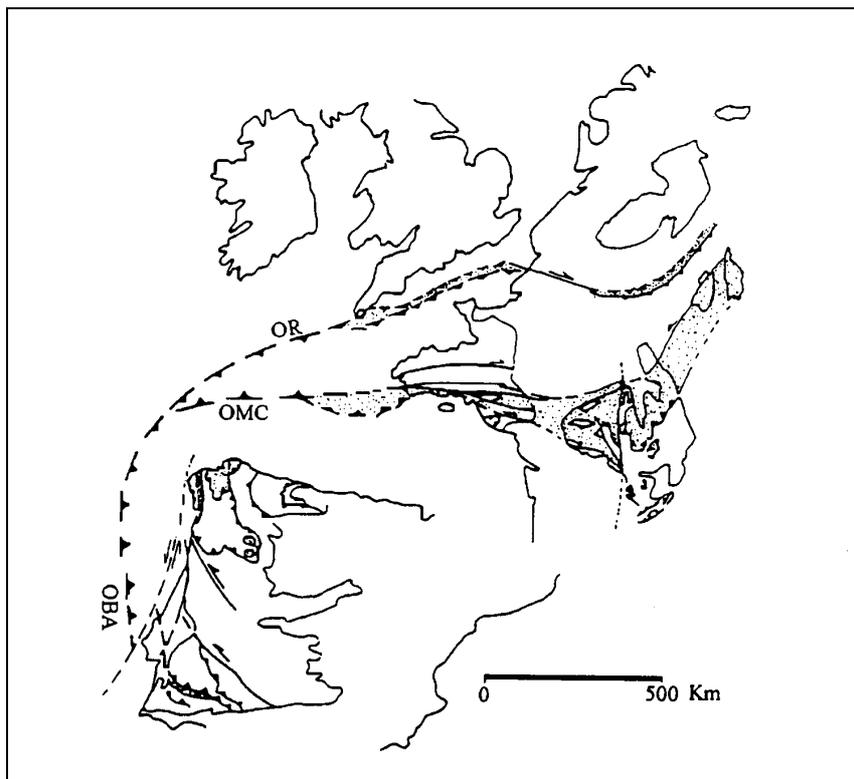


Fig. 1.4 – Correlação entre as suturas variscas na Europa Ocidental (segundo Dias & Ribeiro, 1994). As áreas a ponteados correspondem a mantos de níveis estruturais profundos e ofiolíticos. MCO: Oceano do Maciço Central; OBA-OR: Ofiolito de Beja-Acebuches – Oceano Rheic.

Assim, admite-se que a virgação exibida pelo Arco Ibero-Armoricano tenha resultado de um processo colisional continente-continente, entre um indenter Ibero-Aquitânico (Brun e Burg, 1982; Matte, 1986; Burg *et al.*, 1987) e um continente a norte (Báltico? América do Norte?; Ribeiro *et al.*, 1990b; Quesada *et al.*, 1994). Este tipo de colisão produziu, colisão ortogonal nas áreas frontais (Quesada *et al.*, 1994) e convergência oblíqua em ambas as margens do indenter. Resulta, assim, imbricação crustal nas áreas frontais do arco e megacisalhamentos esquerdos e direitos, respectivamente, nos ramos sul e norte do Arco Ibero-Armoricano, que são acompanhados por escape lateral, produzindo mecanismos de transpressão esquerda no Maciço Ibérico e transpressão direita no Maciço Armoricano. Admite-se, também, que o oceano principal (“Rheic Ocean”), durante a geração do Arco Ibero-Armoricano foi consumido por processos de subducção/obducção (Crespo Blanc and Orozco, 1998) nas zonas frontais do arco. Nos ramos norte e sul, o referido oceano, encontra-se representado, respectivamente, pelo “Lizard Ophiolite” (sudoeste de Inglaterra) (Éden e Andrews, 1992) e pelo Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches, que representam importantes suturas variscas.

1.4 As Unidades Tectonoestratigráficas do Maciço Ibérico

Referidas as diferentes zonas tectonoestratigráficas do Maciço Ibérico, importa apresentar as suas características básicas tal como foram inicialmente indicadas por Lotze (1945) e posteriormente revistas por diversos autores (ver referências ao longo do texto).

1.4.1 Zona Cantábrica

A Zona Cantábrica (fig. 1.5) localiza-se na zona mais interna e arqueada do Arco Ibero-Armoricano (Pérez Estaún & Bastida, 1990). Corresponde à frente de cavalgamento frontal do arco e caracteriza-se estruturalmente por apresentar deformação de tipo pelicular, típica de níveis crustais pouco profundos (Pérez Estaún & Bastida, 1990).

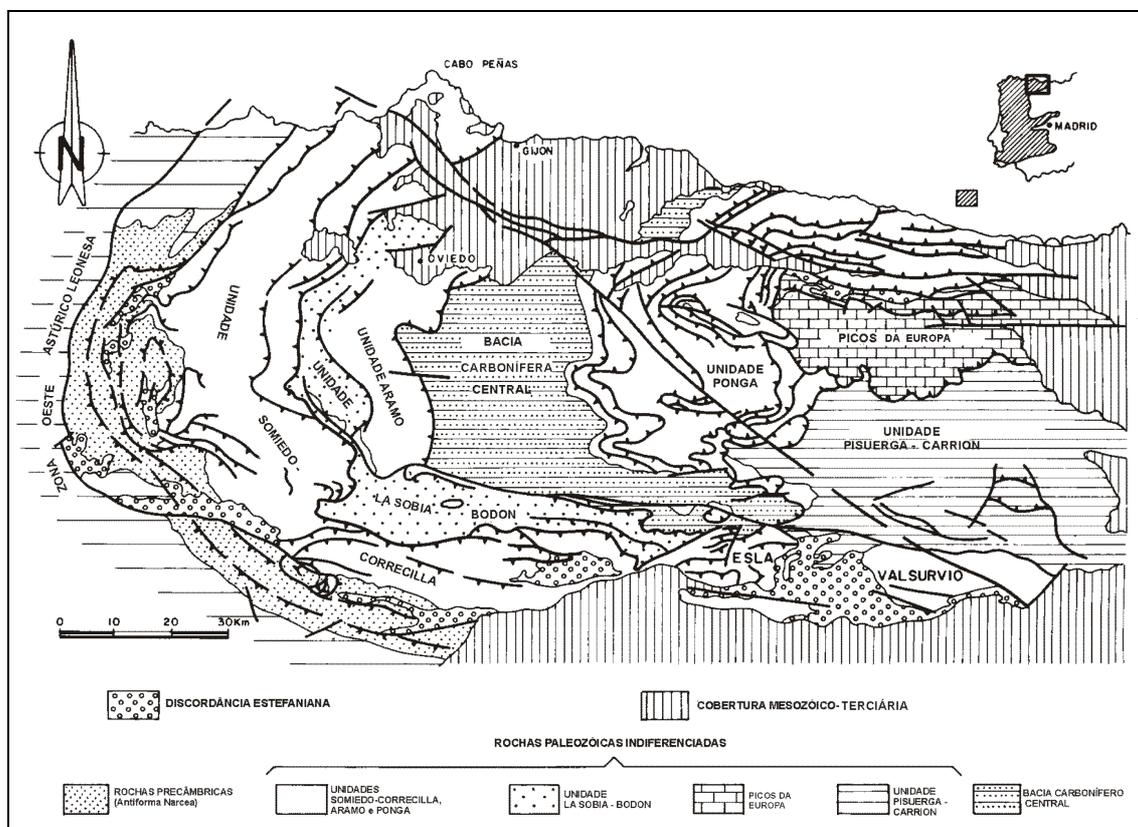


Fig. 1.5 – Mapa geológico esquemático da Zona Cantábrica (adaptado de Pérez Estaún & Bastida, 1990).

O limite ocidental, com a Zona Oeste-Astúrico-Leonesa, faz-se por um cavalgamento que ocorre no antiforma de Narcea e que separa duas áreas com diferentes intensidades de deformação (Martinez Catalan, 1990). Neste antiforma afloram sequências turbidíticas azóicas, com vulcanismo associado, atribuídas ao Vendiano superior (Truyóls *et al.*, 1990). Discordantemente sobre

estas rochas precâmblicas assenta uma sequência paleozóica, com idades desde o Câmbrio inferior ao Pérmico inferior (Truyóls *et al.*, 1990), sendo constituída até ao Carbónico inferior por depósitos pré-orogénicos, típicos de ambiente de plataforma. Para topo as fácies passam a deltaicas, com sequências espessas de sedimentos carbónicos, com características sin e pós-orogénicas, típicas de deposição em bacias de ante-país.

Relativamente à actividade magmática, segundo Corretgé & Suárez (1990), ocorre essencialmente no Paleozóico inferior, sendo representada por vulcanismo toleítico e alcalino, e no Pérmico com manifestações de vulcanismo alcalino. Quanto ao plutonismo a Zona Cantábrica é essencialmente caracterizada pela escassez de granitóides.

1.4.2 Zona Oeste-Astúrico-Leonesa

Segundo Martinez Catalan (1990) a Zona Oeste-Astúrico-Leonesa (fig. 1.6) faz a transição entre as zonas de ante-país (Zona Cantábrica) e as zonas mais internas do Maciço Ibérico (Zona Centro-Ibérica). Estratigraficamente é constituída por séries “flichóides” proterozóicas, às quais se sobrepõe, em discordância, uma espessa série de fácies marinha, pouco profunda, do Paleozóico inferior (Pérez Estaún *et al.*, 1990). Esta, estende-se localmente até ao Devónico inferior e corresponde a depósitos pré-orogénicos de margem continental. As sequências do Paleozóico superior, sin e pós-orogénicas, de fácies continentais, encontram-se também discordantemente depositadas sobre os materiais do Paleozóico inferior (Pérez Estaún *et al.*, 1990).

A estrutura caracteriza-se pelo desenvolvimento de dobras deitadas de grande amplitude, vergentes para leste, envolvendo o soco e posteriormente redobradas por dobramento amplo e aberto (Martinez Catalan *et al.*, 1990).

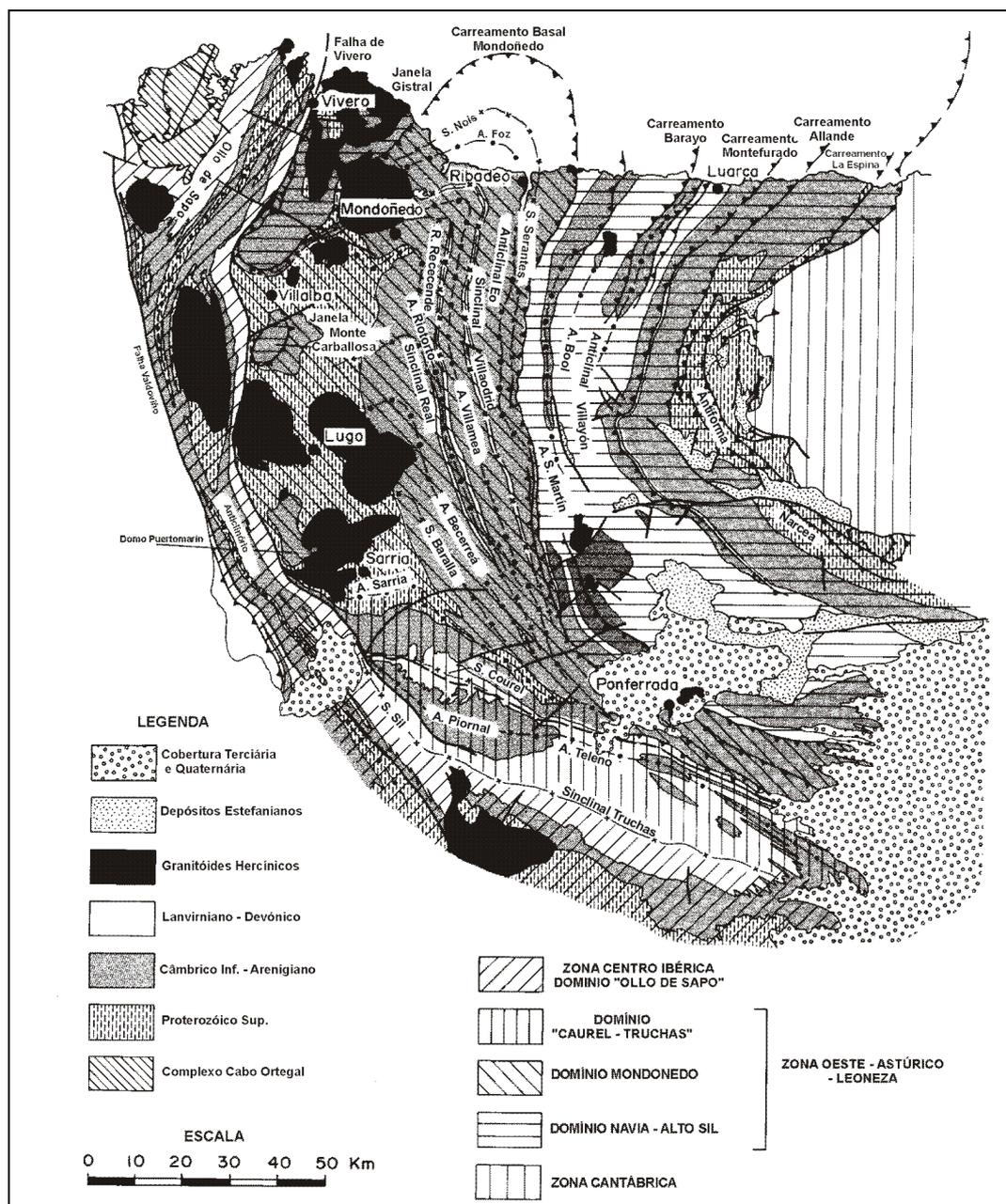


Fig. 1.6 – Mapa geológico esquemático da Zona Oeste-Astúrico-Leonesa (adaptado de Martínez Catalan *et al.*, 1990). 1 – Zona Oeste-Astúrico-Leonesa indiferenciada; 2 – Cobertura Terciária e Quaternária; 3 – Granitóides Hercínicos.

O metamorfismo regional varia de leste para oeste, respectivamente, da fácies dos xistos verdes para a fácies anfibolítica (Suarez *et al.*, 1990). O magmatismo na Zona Oeste-Astúrico-Leonesa é escasso. Encontra-se, essencialmente, confinado à parte ocidental da zona (domo de Lugo), onde o

plutonismo granítico é semelhante ao da Zona Centro-Ibérica (Corretge *et al.*, 1990).

O limite ocidental desta zona, ou seja com a Zona Centro-Ibérica faz-se por uma estrutura constituída pela falha de Vivero e pelo sinclinal de Sil-Truchas (Martinez Catalan, 1990).

1.4.3 Zona Centro-Ibérica

A Zona Centro-Ibérica localiza-se na parte central do Maciço Ibérico, entre a Zona Oeste-Astúrico-Leonesa e a Zona de Ossa-Morena. Segundo Ribeiro (1990) é dividida em sequência autóctone e sequência alóctone. A sequência autóctone corresponde à Zona Centro-Ibérica definida por Julivert *et al.* (1974), enquanto que a sequência alóctone corresponde à subzona Galiza Média – Trás-os-Montes, transformada em Zona de Galiza – Trás-os-Montes por Farias *et al.* (1987: *in* Diez Balda *et al.*, 1990) e por Arenas *et al.* (1988: *in* Diez Balda *et al.*, 1990). Assim sendo, neste trabalho o termo Zona Centro-Ibérica assume significado em *sensu stricto*, ou seja, corresponde à sequência autóctone (fig. 1.7).

Estratigraficamente a Zona Centro-Ibérica é caracterizada pela presença do Complexo Xisto-Grauváquico, de fácies “flicschóide”, que representa sedimentação contínua desde o Proterozóico superior até ao Câmbrico. Suprajacente ao Complexo Xisto-Grauváquico deposita-se, em discordância, o Ordovícico representado pelo Quartzito Armoricano, de idade arenigiana (Vilas and San José, 1990; Santamaria & Pardo Alonso, 1995). Esta discordância testemunha a presença de uma fase de deformação designada por Lotze (1956: *in* Diez Balda *et al.*, 1990) por fase Sarda. Por outro lado, a Zona Centro-Ibérica caracteriza-se, também, pela dificuldade em separar as sequências sedimentares precâmblicas e câmblicas, contrariamente ao que acontece nas outras zonas, onde existe uma discordância nítida. No Silúrico inferior ocorre sedimentação euxínica, com vulcanismo associado, passando a

sedimentação terrígena na transição do Silúrico para o Devónico (Oliveira *et al.*, 1992).

Do ponto de vista estrutural a Zona Centro-Ibérica é encarada, em termos genéricos, como uma zona axial (Ribeiro, 1990) no interior da Cadeia Varisca Ibérica; separa um domínio nordeste, onde predominam carreamentos e dobras vergentes para nordeste e para leste (zonas Oeste-Astúrico-Leonesa e Cantábrica) e um domínio sudoeste onde as vergências dominantes se fazem para sudoeste (zonas de Ossa-Morena e Sul-Portuguesa).



Fig. 1.7 – Distribuição do Autóctone Centro-Ibérico (Zona Centro-Ibérica s.s.), Zona Galiza – Trás-os-Montes (ZGTM), Zona Oeste-Astúrico-Leonesa (ZOAL) e Zona de Ossa-Morena (ZOM) (adaptado de Díez Balda *et al.*, 1990).

A actividade magmática encontra-se bem representada e faz-se essencialmente ao nível do plutonismo granítico, através de corpos intrusivos ante-orogénicos, sinorogénicos e pós-orogénicos (Ferreira *et al.*, 1987). Durante a Orogenia Varisca o metamorfismo apresenta características dinâmicas, com evolução no tipo de metamorfismo e nas paragénese metamórficas, encontrando-se em alguns casos, relacionado com o plutonismo (Martinez *et al.*, 1990).

A Zona Centro-Ibérica contacta com as zonas Oeste-Astúrico-Leonesa, Galiza – Trás-os-Montes e de Ossa-Morena. Com a Zona de Ossa-Morena o contacto faz-se a oeste pelo cisalhamento Porto-Tomar e a sudoeste pela zona de cisalhamento Portalegre-Esperança (Pereira, 1999), prolongando-se para Espanha através do cisalhamento Badajoz-Cordoba (Burg *et al.*, 1981; Matte, 1986). Com a Zona Galiza – Trás-os-Montes o contacto faz-se por um importante plano de carreamento, em termos gerais, continuo que passa pela Galiza, noroeste do Minho e do Marão e Trás-os-Montes. Corresponde no território português aos carreamentos de Trás-os-Montes, Canedelo e Vila Verde (Ribeiro *et al.*, 1990a).

1.4.4 Zona Galiza – Trás-os-Montes

A de Zona de Galiza – Trás-os-Montes (fig. 1.8) localiza-se no noroeste da Península Ibérica tendo sido inicialmente considerada como zona tectonoestratigráfica por Farias *et al.* (1987: *in* Diez Balda *et al.*, 1990). É constituída por formações alóctones instaladas sobre a Zona Centro Ibérica. Segundo Ribeiro *et al.* (1990a) e Iglésias *et al.* (1983) a Zona de Galiza – Trás-os-Montes corresponde a um conjunto de mantos de carreamento que no seu conjunto definem quatro grandes unidades: *i*) complexo parautóctone; *ii*) complexo alóctone inferior; *iii*) complexo ofiolítico; *iv*) complexo alóctone superior.

Os complexos paraúctone e alóctone inferior apresentam fortes afinidades com as sequências autóctones da Zona Centro-Ibérica, enquanto que os complexos ofiolítico e alóctone superior representam terrenos alóctones setentrionais, nomeadamente o Terreno Ofiolítico Setentrional e o Terreno Alóctone Continental Setentrional (Ribeiro *et al.*, 1987; 1990a).

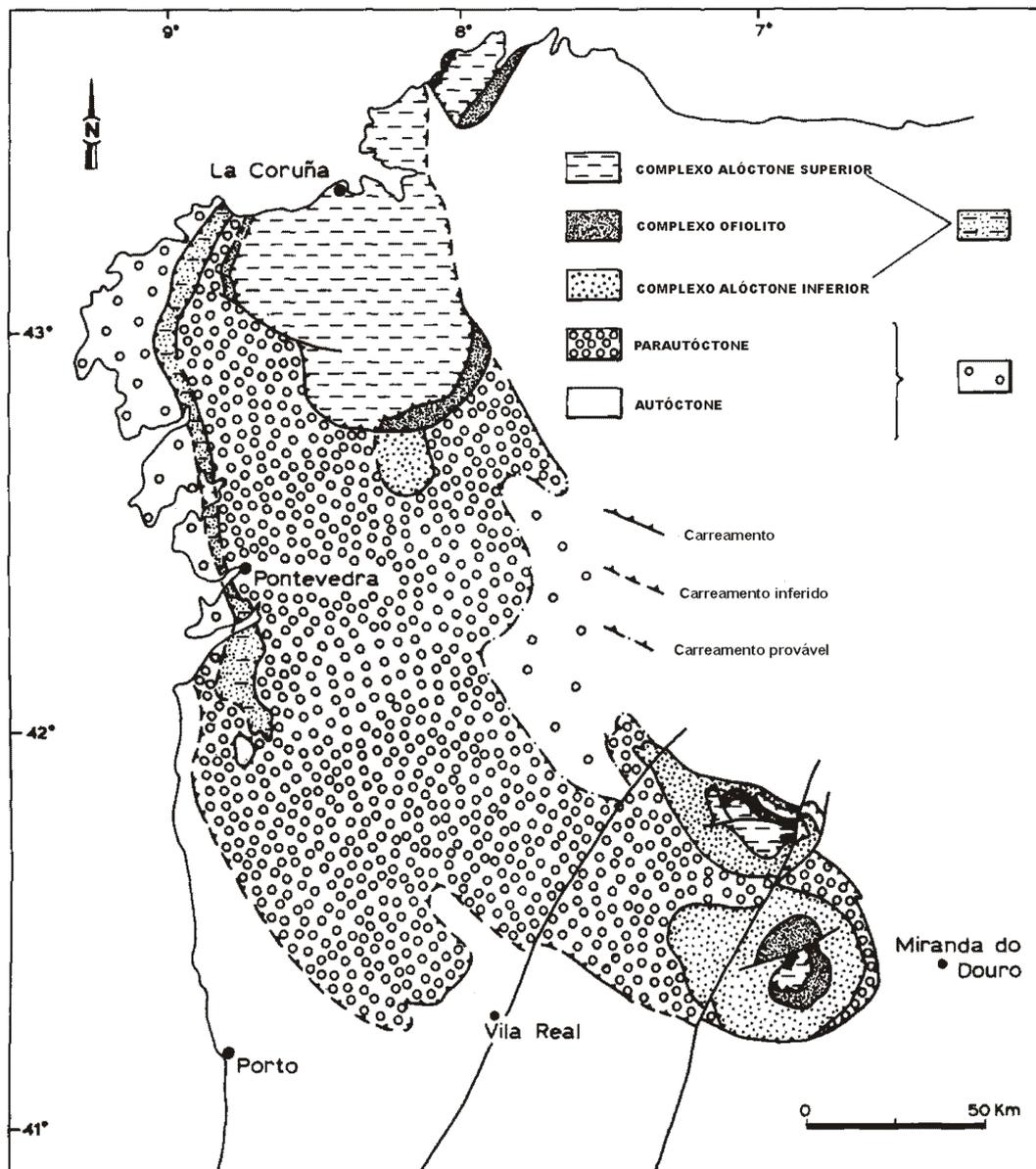


Fig. 1.8 – Mapa geológico esquemático da Zona de Galiza – Trás-os-Montes (segundo Ribeiro *et al.*, 1990).

O complexo parautóctone é constituído por sequências metassedimentares silúricas, sobre as quais se depositou uma sequência “flynchóide”, provavelmente do Devónico inferior (Farias Arquer, 1992). O metamorfismo regra geral é de baixo grau, não ultrapassando a fácies dos xistos verdes.

O complexo alóctone inferior, sobrepõe-se ao complexo parautóctone, sendo constituído por formações metassedimentares do Ordovícico superior ao Devónico inferior (Ribeiro e Pereira, 1997). O vulcanismo apresenta-se intercalado nos metassedimentos e mostra evolução temporal do magmatismo desde o quimismo peralcalino ou alcalino transicional até toleítico tipo MORB (Ribeiro, 1991), parecendo indicar magmatogénese pré-orogénica, provavelmente associada a um rift intra-cratónico. Relativamente ao metamorfismo verifica-se a ocorrência de um evento de alta pressão (fácies dos xistos azuis) ao qual se sobrepôs metamorfismo barroviiano nas fácies dos xistos verdes e/ou anfibolítica (Munhá *et al.*, 1984; Gil Ibaruchi & Arenas, 1990).

O complexo ofiolítico está representado nos quatro maciços alóctones do noroeste peninsular (Cabo Ortegal e Ordenes – noroeste de Espanha e Bragança e Morais – norte de Portugal). A sequência ofiolítica original encontra-se melhor preservada no maciço de Morais, sendo possível observar da base para o topo peridotitos, “flasergabros” e anfibolitos (Ribeiro *et al.*, 1990a; Ribeiro & Pereira, 1997). Na unidade dos anfibolitos, na zona de transição para os “flasergabros” é, ainda, possível reconhecer a estrutura original de um complexo de diques (Ribeiro *et al.*, 1983; Munhá *et al.*, 1990). Apesar das heterogeneidades, a geoquímica aponta para um quimismo tipo N-MORB (Munhá *et al.*, 1990) podendo em casos, pontuais, ser ainda dos tipos T-MORB ou E-MORB (Gil Ibaruchi & Arenas, 1990).

O metamorfismo é contemporâneo da deformação nos maciços de Morais e Bragança. Ocorre em fácies anfibolítica, posteriormente retrogradada para a fácies dos xistos verdes (Ribeiro *et al.*, 1990a; Munhá *et al.*, 1990). No maciço de Cabo Ortegal o metamorfismo desenvolve-se na fácies dos xistos

verdes (Gil Ibarra & Arenas, 1990), enquanto que no maciço de Ordenes a fácies anfíbolítica sobrepõe-se, pontualmente, à fácies dos xistos verdes (Ribeiro *et al.*, 1990a), havendo, ainda, indícios de se ter atingido, localmente, a fácies granulítica (Martinez Catalán *et al.*, 1996).

O complexo alóctone superior encontra-se instalado sobre o complexo ofiolítico através de carreamentos principais. Do topo para a base é constituído por micaxistos, ortognaisses, granulitos máficos e metaperidotitos (Gil Ibarra & Arenas, 1990; Ribeiro *et al.*, 1990a). Esta unidade é interpretada como uma “nappe” de crosta continental, com os micaxistos e ortognaisses a representarem, respectivamente, cobertura sedimentar e crosta granítica, enquanto que as rochas básicas e ultrabásicas representam a crosta inferior e o manto superior subcontinental (Ribeiro *et al.*, 1990a; Pereira & Ribeiro, 1997; Santos, 1998).

Relativamente ao metamorfismo a unidade dos mantos alóctones superiores mostra uma história tectonometamórfica complexa. Ao nível das rochas básicas e ultrabásicas observa-se metamorfismo de alto grau (fácies granulítica), enquanto que alguns gnaisses félsicos apresentam corpos eclogíticos boudinados, ou seja, registam metamorfismo em fácies eclogítica (Ribeiro, 1974, Ribeiro, 1984, Marques, 1994, Santos, 1998).

A evolução tectonometamórfica desta unidade é policíclica, sendo interpretada, por alguns autores, como o resultado de uma evolução ante-varisca (greenviliana e cadomiana) e varisca (Ribeiro & Pereira, 1986; Ribeiro *et al.*, 1990a; Marques *et al.*, 1996, 1997; Pereira & Ribeiro, 1997). Contrariamente, outros autores admitem que esta evolução tectonometamórfica ocorreu apenas durante a Orogenia Varisca (Peucat *et al.*, 1990, Zalduegui *et al.*, 1996). Apesar das evidências estruturais, metamórficas e das relações de campo apontarem no sentido do complexo alóctone superior ter sido afectado por deformação ante-varisca, existem, também, evidências geocronológicas inequívocas que mostram que neste complexo estão representadas rochas deformadas por uma orogenia precâmblica (Santos, 1998).

1.4.5 Zona de Ossa-Morena

A Zona de Ossa-Morena localiza-se a oeste e a sul da Zona Centro-Ibérica (fig. 1.9). A presença de um soco precâmbrico ante-varisco, bem como as suas características magmáticas, metamórficas e sedimentares (Robardert & Gutiérrez Marco, 1990) fazem da Zona de Ossa-Morena uma zona exótica no seio do Maciço Ibérico, sendo possível observar registos de uma orogenia fine-precâmbrica (Cadomiana) e da Orogenia Varisca (Quesada, 1990).

As unidades proterozóicas, de natureza vulcano-sedimentar, definem durante a Orogenia Cadomiana dois estádios de evolução tectonoestratigráfica: pré e sinorogénico (Quesada 1990; Quesada *et al.*, 1990). A fase pré-orogénica (Rifeano médio-superior) é caracterizada por um episódio de “rifting”, testemunhado pela existência de uma formação vulcânica bimodal (gnaisses de Azuaga), que originou o desenvolvimento de uma bacia oceânica (Quesada, 1990; Quesada *et al.*, 1990; Ribeiro *et al.*, 1990b) onde se depositou a Série Negra (Carvalhosa, 1965; Eguiluz, 1987). As sequências basais da Série Negra depositam-se durante a fase de margem continental passiva, enquanto que as sequências superiores possuem sedimentos detríticos provenientes de rochas vulcânicas calco-alcálicas (Quesada, 1990; Ribeiro *et al.*, 1990b). Estas representam a transição para a fase sinorogénica e corroboram a existência de uma zona de subducção e de um arco vulcânico.

Durante a fase sinorogénica (Rifeano superior - Vendiano) desenvolve-se uma margem de tipo andino, com magmatismo calco-alcálico associado, que induz a formação de uma bacia ante-arco, onde se depositou uma sequência “flichóide” (Quesada, 1990; Quesada *et al.*, 1990). Posteriormente ocorre o fecho da bacia com acreção do arco vulcânico e obducção sobre o Autóctone Ibérico (Ribeiro *et al.*, 1990b). Associa-se a este mecanismo importante metamorfismo eclogítico, localizado no interior da zona de cisalhamento Badajoz-Córdoba (Mata & Munhá, 1986; Abalos *et al.*, 1991); sugere que esta estrutura corresponda a uma sutura resultante de um processo colisional, responsável pela acreção do Terreno de Ossa-Morena ao Autóctone Ibérico durante o ciclo cadomiano. Contrariamente às evidências geométricas e

cinemáticas exibidas por estes eclogitos, que indicam tratar-se de um evento tectonometamórfico ante-varisco (Ribeiro *et al.*, 1990b), datações isotópicas atribuem-lhe idades silúricas (Azor *et al.*, 1995) e do Carbónico inferior (Ordoñez-Casado *et al.*, 1997).

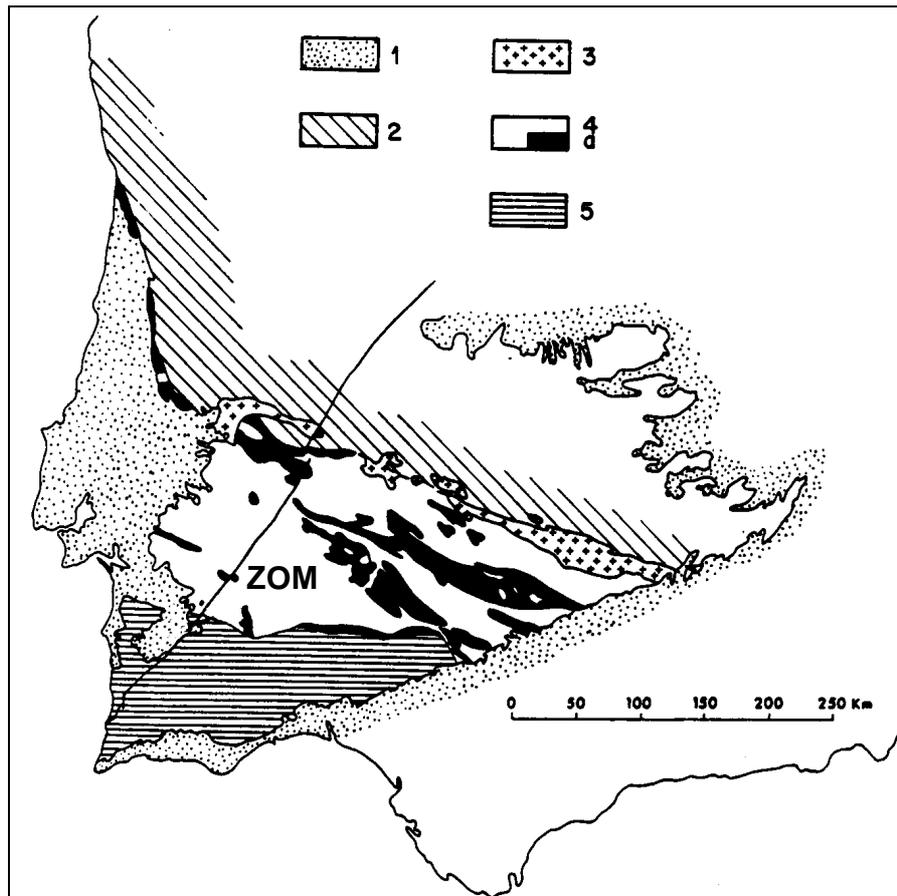


Fig. 1.9 – Mapa geológico esquemático da Zona de Ossa-Morena (adaptado de Quesada *et al.*, 1990). 1 – Cobertura recente; 2 – Zona Centro-Ibérica; 3 – Batólito de Pedroches; 4 – Zona de Ossa-Morena (a – ocorrências precâmblicas); 5 – Zona Sul-Portuguesa.

O Paleozóico inferior inicia-se com uma sequência sedimentar de natureza detrítica e carbonatada, com importantes variações de fácies e de espessuras (Ribeiro *et al.*, 1979). No Câmbrio inferior ocorrem tentativas de rompimento crustal com desenvolvimento de “rifting” intracontinental, traduzido por vulcanismo toleítico bimodal (Mata & Munhá, 1990). A distensão continental

desloca-se progressivamente para sudoeste, e evolui no tempo, explicando a ocorrência de magmatismo transicional a alcalino, com características anorogénicas, até ao Silúrico superior (Mata & Munhá, 1990; Ribeiro *et al.*, 1992; 1997). Localmente geram-se, ainda, toleítos continentais, com a particularidade de alguns – vulcanitos de S. Marcos do Campo (Ordovícico inferior) – apresentarem características orogénicas (Mata *et al.*, 1993).

No Paleozóico inferior o bordo meridional da Zona de Ossa-Morena evolui como margem passiva até ao Givetiano (Ribeiro, 1983), altura em que se registam os primeiros testemunhos de actividade orogénica. A fase de margem continental activa caracteriza-se pela subducção para norte (Ribeiro *et al.*, 1990b; Quesada, 1992; Quesada *et al.*, 1994, Araújo, 1995; Fonseca, 1995). Como resultado da subducção, forma-se uma bacia “back-arc”, onde ocorre magmatogénese de litosfera oceânica que conduz à formação do Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches (Munhá *et al.*, 1986; Quesada, 1992; Quesada *et al.*, 1994). No entanto, esta bacia teve um período de vida muito efémero, ocorrendo o seu fecho e obducção para norte, como resposta à subducção e à colisão continental com o terreno localizado a sul (Zona Sul-Portuguesa). O Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches é também obductado para norte, sendo actualmente interpretado como o limite meridional da Zona de Ossa-Morena, ou seja, como uma importante sutura varisca que marca a acreção da Zona Sul-Portuguesa ao Maciço Ibérico (Ribeiro *et al.*, 1990b; Quesada, 1992; Quesada *et al.*, 1994; Araújo, 1995; Fonseca, 1995).

Durante a fase sinorogénica e associado à obducção do Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches, para norte, instalam-se “klippes” de rochas eclogíticas (Araújo *et al.*, 1993; Fonseca *et al.*, 1993; Araújo, 1995; Fonseca, 1995; Pedro, 1996; Moita, 1997; Fonseca *et al.*, 1999; Leal, 2001) sobre as sequências autóctones da Zona de Ossa-Morena, que ocorrem justapostos às Sequências Ofiolíticas Internas desta zona. Nesta fase, a sedimentação é essencialmente de tipo “flyschóide”, ocorrendo também durante o Devónico superior – Carbónico (Quesada *et al.*, 1990) sedimentação continental associada a bacias intra-montanhasas.

Ainda no Paleozóico superior, concretamente entre o Givetiano-Frasniano e o Tournaciano-Viseano (Conde e Andrade, 1974; Santos *et al.*, 1987; Dallmeyer *et al.*, 1993) ocorre magmatismo orogénico ao longo do limite da Zona de Ossa-Morena com a Zona Sul-Portuguesa, nomeadamente no sector português da Zona de Ossa-Morena. Instala-se o Complexo Ígneo de Beja, que corresponde um arco magmático, com características calco-alcalinas, relacionado com a subducção localizada a sul (Andrade, 1981; Andrade *et al.*, 1991; 1992; Santos *et al.*, 1987; 1990; Quesada *et al.*, 1994; Fonseca, 1995; 1997).

Em termos gerais o registo magmático na Zona de Ossa-Morena caracteriza-se pelo frequente carácter básico e/ou bimodal, por importante actividade vulcânica e pela pequena dimensão dos corpos plutónicos, quando comparados com os da Zona Centro-Ibérica.

Relativamente ao metamorfismo a Zona de Ossa-Morena apresenta um padrão regional caracterizado pela alternância de faixas de médio/alto e baixo grau metamórfico (Quesada & Munhá, 1990), sendo de destacar o metamorfismo eclogítico associado à orogénese ante-varisca (Mata & Munhá, 1986; Abalos *et al.*, 1991) e varisca (Araújo *et al.*, 1993; Fonseca *et al.*, 1993; Araújo, 1995; Fonseca, 1995; Pedro, 1996; Moita, 1997; Fonseca *et al.*, 1999; Leal, 2001).

A deformação é essencialmente varisca traduzindo-se por três fases regionais, cujas vergências são: D1 para norte (ocorre essencialmente nos sectores meridionais), D2 para oeste e D3 para sudoeste e nordeste, nomeadamente, a sul e a norte da zona de cisalhamento Tomar-Badajoz-Córdoba (Araújo, 1995; Fonseca, 1995). Localmente refere-se, também, a presença de uma fase de deformação tardi-varisca (Araújo, 1995; Fonseca, 1995), essencialmente frágil e posterior a D3.

Embora a grande maioria dos trabalhos publicados sobre a evolução geodinâmica da Zona de Ossa-Morena aponte para a existência de dois ciclos de Wilson, um cadomiano e outro varisco, segundo Silva (1997a,b; 1998) a evolução desta zona teria resultado da actuação de processos de denudação tectónica transcorrentes em regime transtensivo-transpressivo. O mesmo autor

(*op. cit.*) sugere uma continuidade temporal na deformação, definindo duas fases de deformação principais, designadas por fases tectonoestratigráficas (T1 e T2). Estas fases, incluem episódios de deposição sintectónica e sucedem-se no tempo com T1 a actuar desde o ciclo cadomiano até ao Devónico médio, seguida de T2 desde o Devónico médio até ao Westefaliano superior. O resultado traduz-se nas expressões geométrica e cinemática exibidas actualmente pela Zona de Ossa-Morena.

1.4.6 Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches

O Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches ocorre ao longo da sutura varisca entre as zonas de Ossa-Morena e Sul-Portuguesa (*vide* fig. 1.1), numa estreita faixa metamórfica que se estende desde Sta. Suzana e Torrão passando por Beja até Aracena (Crespo-Blanc, 1989; Quesada *et al.*, 1994; Fonseca, 1995). Apresenta, no seu conjunto, uma sequência estratigráfica interna, típica de um fragmento de crosta oceânica, onde se observa (Quesada *et al.*, 1994; Fonseca, 1995) uma secção de manto (serpentinitos e cumulos máficos e ultramáficos), crosta inferior (metagabros, “flasergabros” e plagiogranitos) e crosta superior (complexo dique em dique, dique em gabro, anfíbolitos, metabasaltos e metassedimentos).

O carácter oceânico do Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches foi determinado por Quesada *et al.* (1994) que definiram um quimismo toleítico, transicional entre os basaltos dos fundos oceânicos (N/T-MORB) e os basaltos dos arcos insulares. Este tipo de assinatura geoquímica suporta a ideia de que este complexo ofiolítico tenha sido gerado numa bacia “back-arc” onde estiveram envolvidos magmas anorogénicos (tipo MORB) e orogénicos (calco-alcalinos) típicos de zonas de subducção.

Em termos gerais o metamorfismo no Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches faz-se na fácies dos xistos verdes a anfíbolítica, nas secções de crosta superior e em fácies granulítica nas secções de crosta inferior.

A deformação apresenta três fases, sendo a primeira (D1), vergente para norte, a mais importante. A segunda fase corresponde a dobramentos vergentes para oeste ou sudoeste, enquanto que a terceira fase traduz-se pela instalação de cavalgamentos e desligamentos. A idade do Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches permanece ainda em aberto, embora se admita uma idade anterior ao Devónico médio (Eifeliano: Fonseca and Ribeiro, 1993; Fonseca *et al.*, 1999), não sendo de excluir idades anteriores ao Silúrico-Eodevónico (Fonseca, 1989, 1995).

O Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches é limitado a norte por cavalgamentos que colocam as formações metamórficas infra-crustais do bordo meridional da Zona de Ossa-Morena sobre o complexo ofiolítico (Fonseca, 1989,1995; Oliveira, 1990). A sul o limite faz-se através do Cavalgamento de Ferreira-Ficalho, que coloca o Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches sobrejacente às formações do Terreno Acrecionário do Pulo do Lobo (Fonseca, 1989; 1995).

1.4.7 Terreno Acrecionário do Pulo do Lobo

O Terreno Acrecionário do Pulo do Lobo é considerado um terreno exótico que se localiza a sul do Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches e/ou Zona de Ossa-Morena. Encontra-se dobrado em antiforma, vergente para sudoeste, sendo estratigraficamente constituído da base para o topo pelas formações do Pulo do Lobo, Ribeira de Limas, Santa Iria e Horta da Torre no flanco norte e Pulo do Lobo, Atalaia, Gafo e Represa no flanco sul (Carvalho *et al.*, 1976; Oliveira *et al.*, 1986; Oliveira, 1990; Quesada *et al.*, 1994).

Fonseca (1995) define localmente no vale do Guadiana três unidades: Unidade dos Bugalhos, Unidade de Guizo e Unidade do Moinho da Misericórdia, que são respectivamente equivalentes ao conjunto das formações de Pulo do Lobo e Ribeiras de Limas e às Formações de Horta da Torre e Santa Iria.

Em termos gerais a sedimentação na base do Terreno Acrecionário do Pulo do Lobo é de natureza detrítica, à qual se associa vulcanismo básico (Formação do Pulo do Lobo) cujo quimismo (tipo N- MORB) é semelhante ao exibido pelos basaltos dos fundos oceânicos (Munhá, 1983a; Quesada *et al.*, 1994). Para topo a sedimentação é de tipo “flyschóide”, com intercalações de “mélanges”, sendo possível identificar uma sucessão metassedimentar pré-orogénica constituída pelas formações de Pulo do Lobo e Ribeira de Limas e outra sinorogénica constituída pelas formações de Santa Iria e Horta da Torre (Quesada *et al.*, 1994). Regista-se, ainda, intercalações de vulcanitos ácidos e básicos e intrusões de diques na Formação do Gafo (Oliveira, 1990).

O Terreno Acrecionário do Pulo do Lobo é interpretado como sendo um prisma acrecionário, que se desenvolveu, inicialmente, numa bacia sobre crusta oceânica e que posteriormente evoluiu para ambiente de fossa ou “fore-arc” (Quesada *et al.*, 1994), estando a sua idade atribuída ao Fameniano médio a superior (Oliveira *et al.*, 1986). Encontra-se limitado por acidentes: a norte pelo cavalgamento de Ferreira-Ficalho (Carvalho *et al.*, 1976) e a sul pelo cavalgamento de Pulo do Lobo (Silva, 1989).

1.4.8 Zona Sul-Portuguesa

A Zona Sul-Portuguesa (fig. 1.10) é a zona mais meridional do Maciço Ibérico, sendo essencialmente constituída por materiais de origem sedimentar do Paleozóico superior. Segundo Oliveira (1990) é possível definir três domínios tectonoestratigráficos na Zona Sul-Portuguesa: *i)* Faixa Piritosa; *ii)* Grupo do “Flysch” do Baixo Alentejo; *iii)* Grupo do Sudoeste Português (Grupo da Carrapateira).

O primeiro domínio é constituído, na base por uma sucessão sedimentar do Fameniano, típica de ambiente de plataforma de margem continental passiva. Segue-se importante vulcanismo de natureza bimodal, cuja idade vai do Fameniano superior ao Viséano, relacionado geneticamente com a

ocorrência de importantes jazigos de sulfuretos metálicos (Neves Corvo, Aljustrel, Rio Tinto, Tharsis, etc.) na Faixa Piritosa. Para topo, ocorrem séries sedimentares “flyschóides” de natureza turbidítica (grupos do “Flysch” do Baixo Alentejo e da Carrapateira), localizando-se as mais antigas a nordeste (Viseano superior) e as mais recentes a sudoeste (Vestefaliano inferior).

A Zona Sul-Portuguesa caracteriza-se pela quase inexistência de corpos ígneos intrusivos, nomeadamente de natureza granítica, sendo que relativamente ao metamorfismo observa-se um decréscimo do grau metamórfico para sudoeste, que vai da zona da clorite na fácies dos xistos verdes até à fácies zeolítica (Munhá, 1983b; 1990).

A estrutura é dominada por uma deformação de tipo pelicular com cavalgamentos, “nappes” e padrões de deformação vergentes para sudoeste (Silva, 1989; Silva *et al.*, 1990).

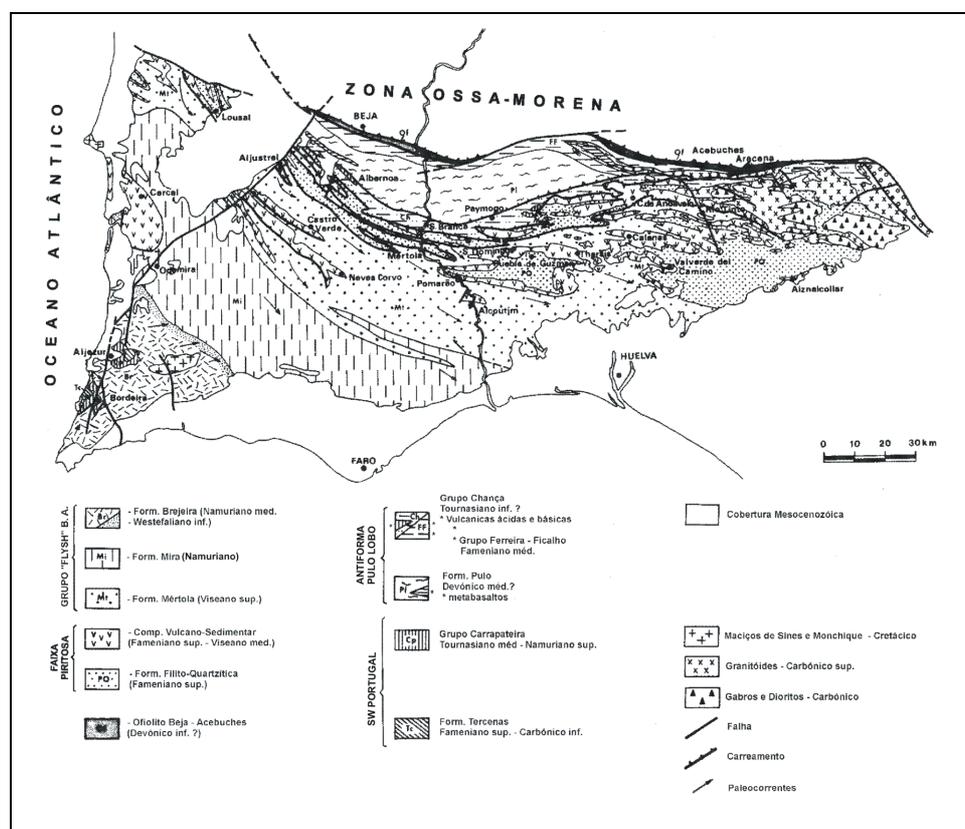


Fig. 1.10 - Mapa geológico da Zona Sul-Portuguesa (segundo Oliveira, 1990).

CAPÍTULO 2

ZONA DE OSSA-MORENA

As características gerais da Zona de Ossa-Morena foram descritas, de forma sumária, no capítulo anterior. Neste capítulo apresentam-se, para o território português, os aspectos fundamentais sobre a geologia deste terreno tectonoestratigráfico, analisando-se em separado o magmatismo varisco.

2.1 Domínios da Zona de Ossa-Morena

A Zona de Ossa-Morena encontra-se limitada a norte pela Zona Centro-Ibérica, a sul pelo Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches ou pelo Terreno Acrecionário do Pulo do Lobo, a leste pela Bacia do Guadalquivir e a oeste pelo Fosso Lusitaniano. As características litológicas, estruturais, metamórficas e ígneas variam em função do andar estrutural e da idade das formações (fig. 2.1). Estas diferenças, permitem dividir a Zona de Ossa-Morena (fig. 2.2) em diferentes domínios, subdomínios, zonas, subzonas ou sectores, consoante a terminologia utilizada pelos diferentes autores (Carvalho *et al.*, 1971; Chacón, *et al.*, 1983; Apalategui *et al.*, 1990; Oliveira *et al.*, 1991; Araújo & Ribeiro, 1995).

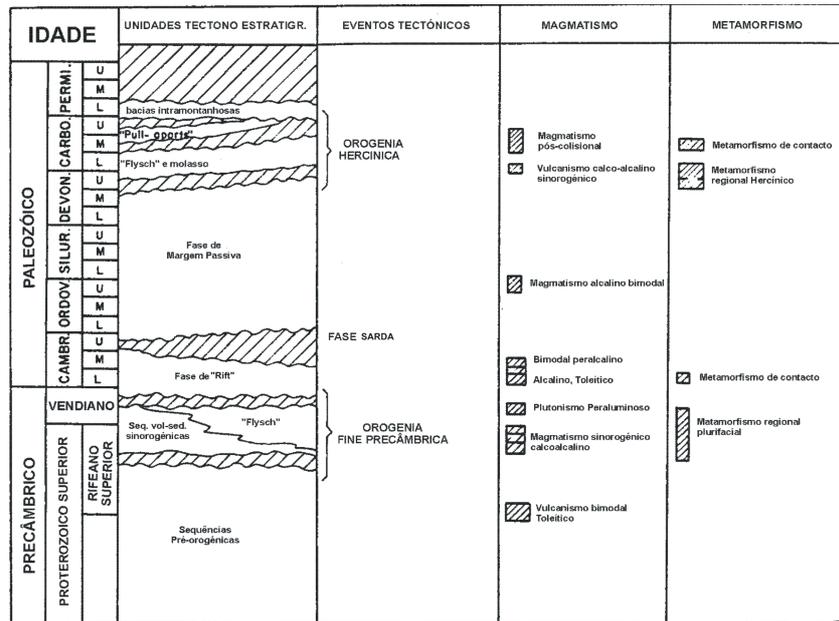


Fig. 2.1 – Quadro dos principais eventos tectonoestratigráficos na Zona de Ossa-Morena (segundo Quesada, 1990).

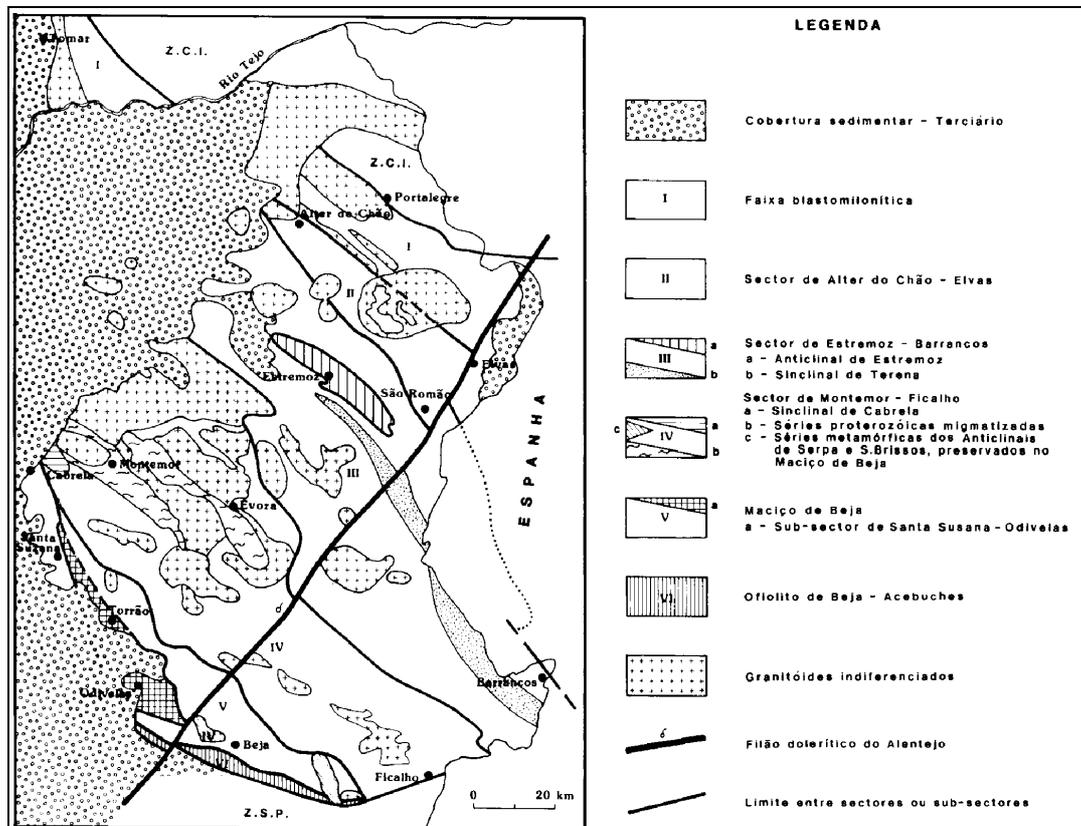


Fig. 2.2 – Divisões da Zona de Ossa-Morena, em Portugal (segundo Oliveira *et al.*, 1991).

Seguidamente apresenta-se a divisão da Zona de Ossa-Morena em quatro domínios: domínio da Faixa Blastomilonítica, domínio de Alter do Chão-Elvas, domínio de Estremoz-Barrancos e domínio de Évora-Beja, que correspondem, parcialmente, à divisão da Zona de Ossa-Morena proposta por Oliveira *et al.* (1991).

2.1.1 Domínio da Faixa Blastomilonítica

O domínio da Faixa Blastomilonítica corresponde ao sector proposto por Oliveira *et al.* (1991). É equivalente ao domínio de Coimbra-Portalegre-Badajoz-Cerro Muriano, definido por Chacón *et al.* (1983), ou de acordo com Apalategui *et al.* (1990) ao conjunto dos domínios de Valência de las Torres-Cerro Muriano e Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina.

Segundo Pereira (1999), no território português, contacta com a Zona Centro-Ibérica, através das zonas de cisalhamento Porto-Tomar e Portalegre-Esperança, sendo constituído por cinco sectores principais: sector do Porto, sector de Espinho-Albergaria a Velha, sector de Alvaiázere, sector de Tomar-Abrantes e sector do Nordeste Alentejano. A intensa deformação, o grau metamórfico e o facto da grande maioria dos contactos serem de natureza mecânica têm dificultado o estabelecimento de correlações litoestratigráficas entre os diferentes sectores (Pereira, *op. cit.*).

Geometricamente, o domínio Faixa Blastomilonítica, caracteriza-se por apresentar uma estrutura em leque, dissimétrica, constituída por estruturas subverticais associadas a um importante cisalhamento esquerdo no sector central, que separa ramos com vergências opostas. A nordeste, do sector central, a vergência faz-se para nordeste, enquanto que a sudoeste a vergência é oposta. É interpretado como uma importante zona de cisalhamento varisca, resultante da reactivação de uma provável sutura cadomiana (Ribeiro *et al.*, 1990b; Abalos *et al.*, 1991; Quesada 1992, Ribeiro 1993; Silva *et al.*, 1993; Pereira, 1995; Eguilluz *et al.*, 1997). Contudo esta interpretação não é

unanimemente aceite, havendo autores que defendem uma idade varisca para a referida sutura (Azor *et al.*, 1995; Ordoñez-Casado *et al.*, 1997).

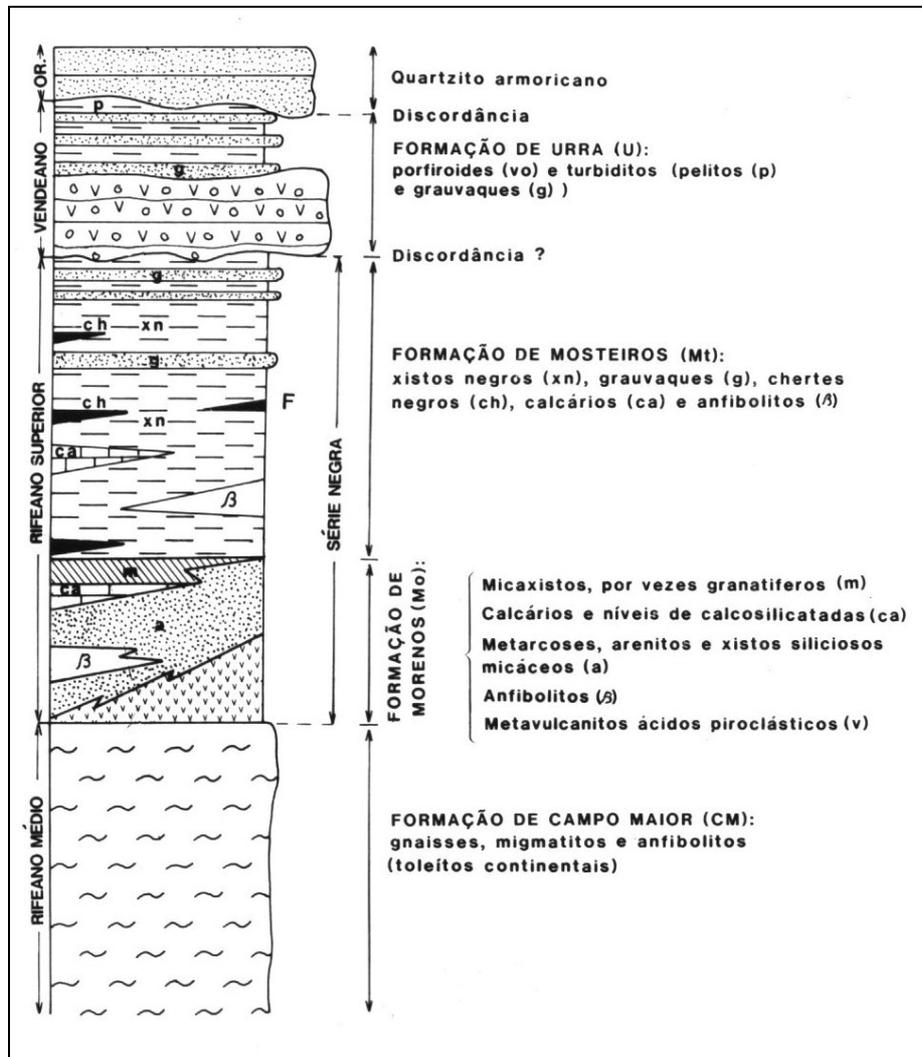


Fig. 2.3 – Sequência estratigráfica do sector da Faixa Blastomilonítica (segundo Oliveira *et al.*, 1991).

Em termos gerais, o domínio da Faixa Blastomilonítica (fig. 2.3), é constituído por rochas metamórficas de grau elevado a baixo atribuídas ao Proterozóico (Gonçalves & Palácios, 1994), acompanhadas de rochas hiperalcalinas e maciços de natureza granítica.

2.1.2 Domínio de Alter do Chão-Elvas

Este domínio corresponde ao sector proposto por Oliveira *et al.* (1991), sendo equivalente dos domínios Córdova-Elvas, definido por Chacón *et al.* (1983), e Elvas-Cumbres Mayores, segundo Apalategui *et al.* (1989).

O limite norte faz-se com o domínio da Faixa Blastomilonítica através do cavalgamento de Alter do Chão. O limite sul não é consensual quanto à sua interpretação, sendo interpretado como um carreamento (carreamento da Juromenha: Gonçalves, 1971; Ribeiro *et al.*, 1979; Araújo *et al.*, 1994; Araújo, 1995), como uma estrutura tectónica tipo “cavalgamento” (Silva, 1997) ou como uma discordância câmbrico-ordovícica (Oliveira, 1984; Oliveira *et al.*, 1991; Piçarra, 2000).

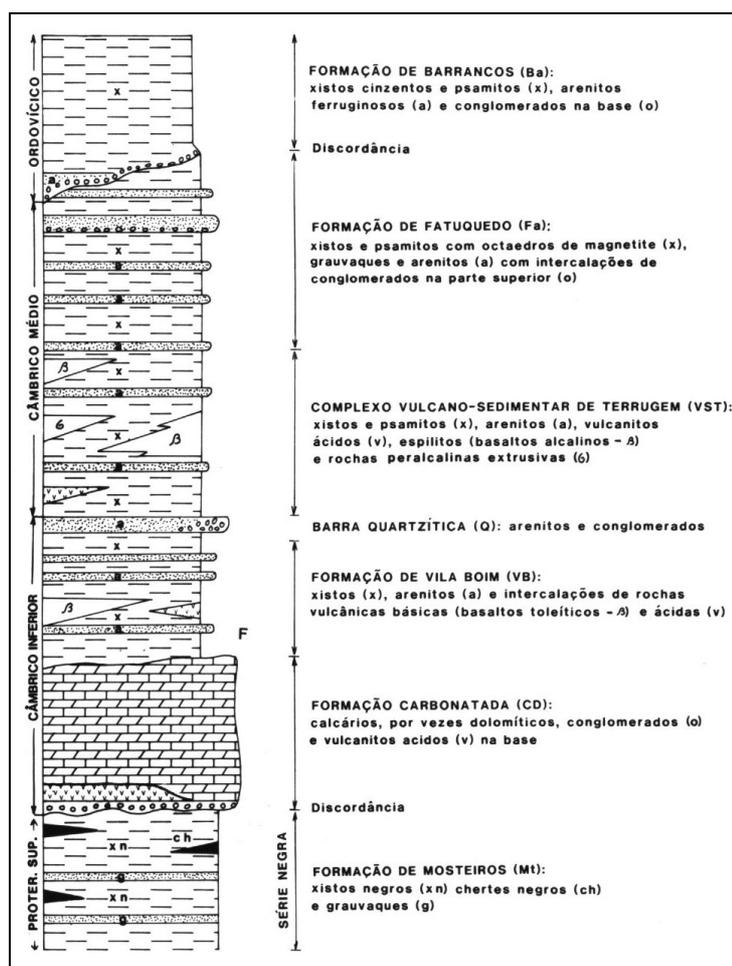


Fig. 2.4 – Sequência estratigráfica do sector de Alter do Chão-Elvas (segundo Oliveira *et al.*, 1991).

Em termos gerais (fig. 2.4), o domínio de Alter do Chão-Elvas, é constituído por espessa sequência câmbrica, discordante sobre o soco precâmbrico. Da base para o topo individualizam-se formações de natureza carbonatada, vulcano-sedimentar e “flyschóide” (Gonçalves, 1978; Gonçalves *et al.*, 1994; Oliveira *et al.*, 1992). Conjuntamente, no interior da sequência carbonatada, ocorrem corpos intrusivos básicos e ultrabásicos (maciços de Alter do Chão e Elvas) acompanhados por um cortejo de rochas hiperalcalinas.

O grau metamórfico registado neste domínio é baixo. Observam-se duas fases de deformação variscas. A primeira (D2 regional) é responsável por dobras deitadas, à escala meso e macroscópica, de orientação NNW-SSE, vergentes para oeste (Araújo, 1995). A segunda (D3 regional) sobrepõe-se às estruturas anteriores, gerando dobramentos, de orientação NW-SE, com uma crenulação de plano axial subvertical, pós metamórfica (Ribeiro *et al.*, 1979).

2.1.3 Domínio de Estremoz-Barrancos

O domínio de Estremoz-Barrancos corresponde ao sector definido por Oliveira *et al.* (1991). É equivalente do domínio de Barrancos-Hinojoles segundo Apalategui *et al.* (1990), sendo considerado como um subdomínio do domínio de Évora-Aracena estabelecido por Chacón *et al.* (1983). Encontra-se limitado a norte pelo carreamento/“cavalgamento” da Juromenha ou discordância câmbrico-ordovícica (*vide* cap. 2.1.2) e a sul pelo carreamento de Santo Aleixo da Restauração (Araújo, 1986; 1995). Dentro deste domínio individualizam-se duas estruturas geológicas principais: o anticlinal de Estremoz e o sinclinal de Terena.

Segundo Oliveira *et al.* (1991), o domínio de Estremoz-Barrancos é, essencialmente, constituído por formações de natureza sedimentar, que vão do Câmbrico médio ao Devónico superior, com intercalações de metavulcanitos ácidos e básicos (fig. 2.5).

Piçarra (2000), com base em graptólitos e esporos, define a idade de Devónico inferior (intervalo Lochkoviano alto – Emsiano) para a Formação de Terena (fig. 2.6), que a confirmar-se provoca alterações significativas na coluna litoestratigráfica definida por Oliveira *et al.* (1991). Por outro lado, estudos preliminares micropaleontológicos realizados em mármore da parte superior do Complexo Vulcano-Sedimentar de Estremoz, permitiram identificar conodontes que indicam idades do Silúrico (superior?) – Devónico para esta formação (Piçarra, *op. cit.*).

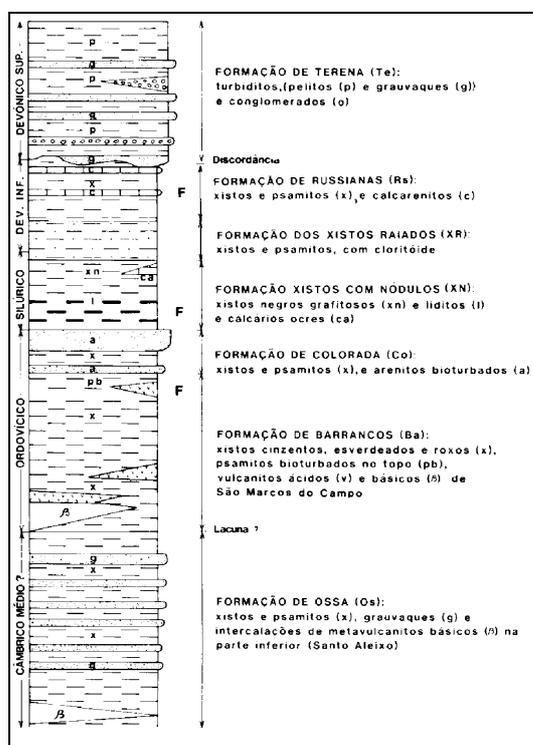


Fig. 2.5 – Sequência estratigráfica do sector de Estremoz-Barrancos (segundo Oliveira *et al.*, 1991).

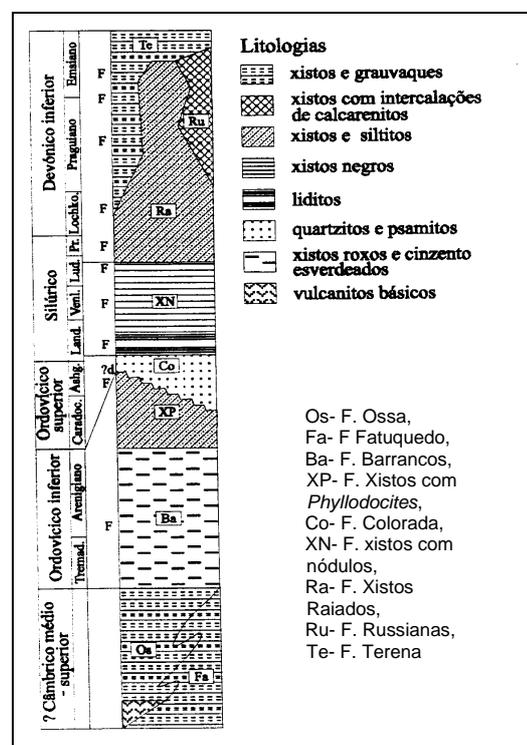


Fig. 2.6 – Sucessão estratigráfica da região de Barrancos-Granja (segundo Piçarra, 2000). F-fósseis, d-discordância.

No anticlinal de Estremoz, o Complexo Vulcano-Sedimentar de Estremoz ocorre subjacente a liditos do Silúrico inferior-médio (Piçarra, 2000). Face a estes dados estratigráficos, tudo indica que o anticlinal de Estremoz possa

corresponder a uma janela tectónica de um importante carreamento (fig. 2.7), colocando o Silúrico inferior-médio sobre o Silúrico (superior?) – Devónico; hipótese esta já formulada anteriormente por Araújo (1989) e Silva *et al.* (1994).

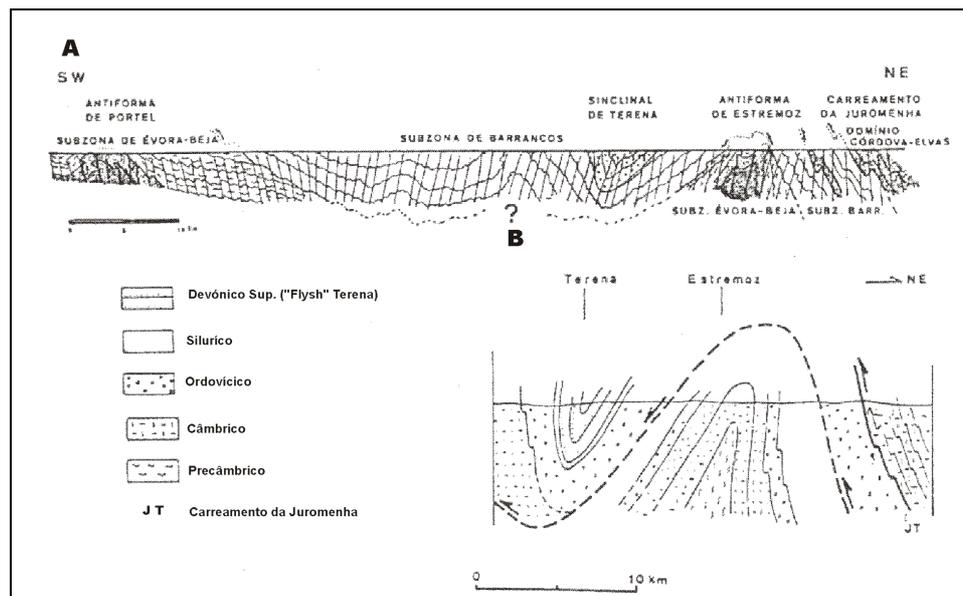


Fig. 2.7 – Interpretação da estrutura do anticlinal de Estremoz como uma janela de um carreamento maior, proposto por A – Araújo (1989); B – Silva *et al.* (1994).

A Formação de Terena corresponde a uma sequência “flyschóide” sobreposta às formações anteriores, com passagens graduais ou contactos de natureza tectónica (Picarra, 2000). Encontra-se deformada apenas por uma fase de deformação varisca (D3- regional), enquanto as formações subjacentes apresentam duas fases de deformação varisca; D3 e uma fase ante D3, podendo tratar-se de D1 ou D2 (fig. 2.8), dado o sincronismo que estas fases, por vezes, apresentam (Araújo, 1995).

Assim, tem-se sugerido a idade de Devónico Superior (Givetiano) para a deformação ante D3 (Ribeiro *et al.*, 1979; Quesada *et al.*, 1990). Esta idade é incongruente com a idade determinada para a Formação de Terena (Devónico inferior) e sugere:

- a) Os primeiros impulsos orogénicos tenham ocorrido no Devónico inferior; ou
- b) A génese da bacia devónica de Terena não esteja associada a um ambiente sinorogénico pré D3 (Piçarra, *op. cit.*), como tem sido considerado por alguns autores (e. g. Ribeiro *et al.*, 1979; Quesada *et al.*, 1990).

Caso seja válida a primeira hipótese, a idade da deformação varisca ante D3 determinada em Terena e no domínio de Évora-Beja, no sinclinal de Cabrela, como sendo givetiana (Ribeiro, 1983) terá de ser revista.

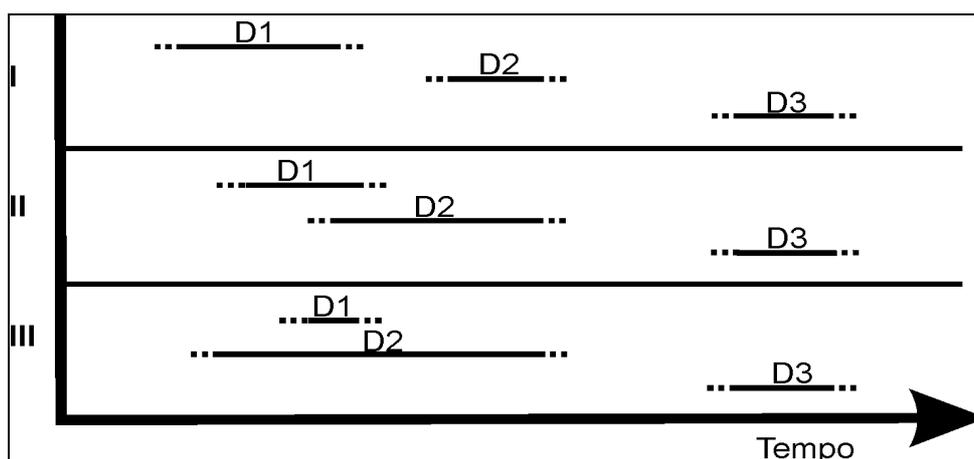


Fig. 2.8 – Relação esquemática da idade relativa das três fases de deformação varisca na Zona de Ossa-Morena (adaptado de Araújo, 1995). I – unidades alóctones; II – zona de imbricação entre unidades alóctones e autóctones; III – autóctone da Zona de Ossa-Morena.

2.1.4 Domínio de Évora-Beja

O domínio de Évora-Beja corresponde aos sectores de Montemor-Ficalho e Maciço de Évora definidos por Oliveira *et al.* (1991). É equivalente do subdomínio de Évora-Beja-Aracena (Chacón *et al.*, 1983) e do domínio de Beja-Aracena (Apalategui *et al.*, 1990). Encontra-se limitado a norte pelo

carreamento de Santo Aleixo da Restauração (Araújo, 1995) e a sul por cavalgamentos, que colocam as formações da Zona de Ossa-Morena sobre o Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches ou sobre o Terreno Acrecionário de Pulo do Lobo (Fonseca, 1989, 1985; Oliveira, 1990).

Caracteriza-se por apresentar abundantes corpos intrusivos ácidos e básico-intermédios relacionados com a subducção varisca. As formações sedimentares ou vulcano-sedimentares vão do Proterozóico ao Paleozóico superior; ocorrem em antifomas e sinformas, geralmente com direcção NW-SE (Ficalho-Moura, Serpa, Alvito, Portel, Escoural e Cabrela).

Regista-se importante e complexa evolução tectonometamórfica, sendo possível identificar as três fases de deformação varisca (Araújo, 1995; Fonseca, 1995). A pouca informação bioestratigráfica e a complexidade tectonometamórfica levantam dúvidas quanto à idade de algumas das formações e condicionam, directamente, a coluna litoestratigráfica. Esta é, regra geral, estabelecida por correlação estratigráfica com os restantes domínios da Zona de Ossa-Morena (Oliveira, 1991; Gonçalves & Carvalhosa, 1994; Piçarra, 2000).

Dada a ausência de uma coluna litoestratigráfica “sólida” neste domínio, e porque nele se localizam as Sequências Ofiolíticas Internas, optou-se por dividi-lo em diferentes “subdomínios”. Esta metodologia, permite sintetizar, com maior objectividade, as principais características geológicas de algumas das formações e estruturas, localizadas junto ao bordo sudoeste da Zona de Ossa-Morena, que directa ou indirectamente se relacionam com a sua evolução tectonomagmática. Assim, nos próximos subcapítulos consideram-se os seguintes “subdomínios”:

- i)* Anticlinal de Ficalho-Moura;
- ii)* Região de Alvito-Viana do Alentejo-Portel;
- iii)* Complexo Ígneo de Beja ; e
- iv)* Maciço de Évora.

2.1.4.1 “Subdomínio” do anticlinal de Ficalho-Moura

É neste “subdomínio” que a coluna litoestratigráfica definida por Oliveira *et al.* (1991) para o sector de Montemor-Ficalho (fig. 2.9) melhor se adapta às sequências observadas (Araújo, 1995). Segundo Oliveira *et al.* (*op. cit.*), a sequência inicia-se com a Formação de Águas de Peixes (Série Negra), que ocorre no núcleo dos antiformas; é constituída por xistos negros, chertes e grauvaques. A sua idade é atribuída ao Proterozóico superior por correlação litoestratigráfica com unidades idênticas nos domínios da Faixa Blastomilonítica e de Estremoz-Barrancos (Gonçalves & Carvalhosa, 1994).

Segue-se a Formação Dolomítica, atribuída ao Câmbrico inferior por correlação com a região de Elvas (Oliveira & Piçarra, 1986; Oliveira *et al.*, 1991). É constituída por vulcanitos ácidos na base e calcários dolomíticos com intercalações siliciosas chéritcas e níveis brechóides (Andrade *et al.*, 1992; Araújo, 1995). A topo ocorre um horizonte sílicio-ferruginoso, interpretado como possível marcador de discordância câmbrico-ordovícica (Oliveira *et al.*, 1991).

Suprajacente ao horizonte sílicio-ferruginoso temos o Complexo Vulcano-Sedimentar de Ficalho-Moura. Trata-se de uma formação essencialmente carbonatada (maioritariamente mármore), com vulcanismo bimodal associado (Ribeiro *et al.*, 1992, 1997). Oliveira *et al.* (1991) admitem para esta formação uma idade do Câmbrico-Ordovícico?, por correlação com o Complexo Vulcano-Sedimentar de Estremoz. À semelhança dos estudos efectuados no anticlinal de Estremoz, também aqui foram identificados, em mármore, conodontes do Silúrico superior? – Devónico (Piçarra, 2000), que corroboram a correlação estratigráfica admitida entre os mármore destas duas regiões.

Por último a coluna litoestratigráfica (Oliveira *et al.*, 1991) é limitada a topo pela Formação dos Xistos de Moura. Esta formação, ocupa uma vasta área da região de Ficalho-Moura, prolongando-se para noroeste até às proximidades do sinclinal de Cabrela, passando por Portel-Viana do Alentejo, Évora, Arraiolos e Montemor. Piçarra & Gutierrez-Marco (1992) sugerem a idade de Silúrico inferior (Landoveriano superior) para a Formação do Xisto de

Moura, com base na identificação de graptólitos em xistos negros e liditos (Formação Negrita).

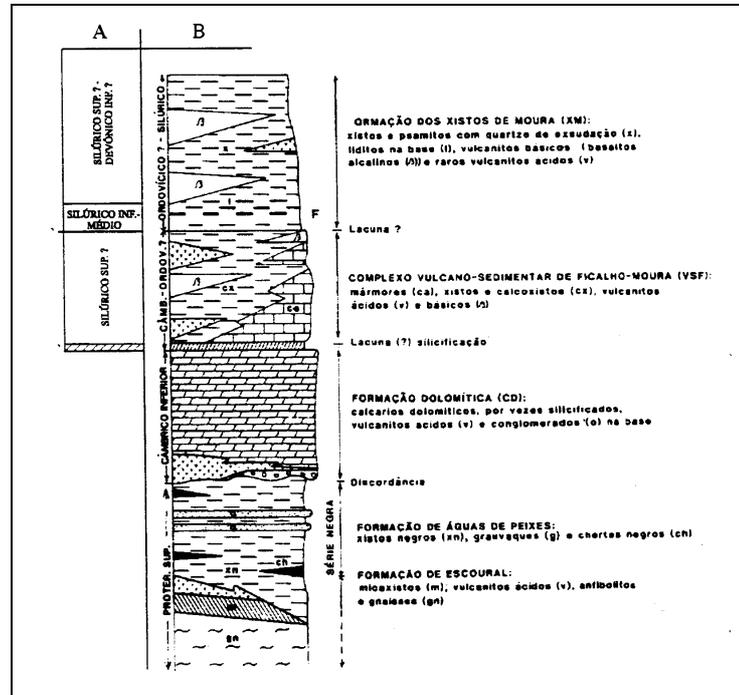


Fig. 2.9 – Sequência estratigráfica do sector de Montemor-Ficalho segundo A: Piçarra (2000) e B: Oliveira *et al.* (1991).

Araújo (1995) designa esta formação por Complexo Filonítico de Moura, atribuindo-lhe um importante significado geodinâmico ao considerá-la como uma “mélange” tectónica. Litologicamente, este autor (*op. cit.*) descreve o Complexo Filonítico de Moura como sendo maioritariamente constituído por xistos pelíticos de aspecto luzente na fácies dos xistos verdes. Os xistos, apresentam variações siliciosas a sericitico-cloríticas, com abundante quartzo de exsudação e níveis de xistos negros e liditos na base, que se repetem tectonicamente no interior da sequência. Registam-se ainda, nos xistos, intercalações de vulcanitos alcalinos, bem como, níveis de calcoxistos e mármore, que correspondem a repetições tectónicas das litologias presentes no Complexo Vulcano-Sedimentar.

O estudo desenvolvido nesta região (Araújo, 1995) mostra que a deformação é intensa, manifestando-se a diferentes escalas, sendo frequente

os xistos apresentarem passagens siliciosas com texturas miloníticas e encontrarem-se separados das restantes litologias, por acidentes tectónicos.

Por outro lado, descrevem-se diferentes tipos de rochas ígneas – Sequência Ofiolítica Interna do sector de São Lourenço, metabasitos de Alqueva (toleítos continentais) e de Moinho de Vilares (toleítos oceânicos) e complexo intrusivo da Ribeira de Odearce (natureza alcalina) – no interior dos xistos (Araújo *et al.*, 1993, 2000). Para além destas ocorrências, regista-se também a presença de rochas metabásicas com crossite que traduzem o envolvimento, de algumas litologias, em processos metamórficos de alta pressão (De Jong *et al.*, 1991a,b; Araújo, 1995).

A ocorrência de diferentes litologias, com proveniências e significados distintos, imbricadas e/ou carreadas sobre os xistos mostram todo o sentido na designação de “mélange” tectónica atribuída por Araújo (1995) ao Complexo Filonítico de Moura.

Face ao exposto, a idade de Silúrico inferior determinada nos liditos (Piçarra & Gutierrez-Marco, 1992) tem apenas significado para esta litologia, tornando-se desprovido de sentido a atribuição de uma idade ao Complexo Filonítico de Moura. No entanto, se admitirmos que os liditos e os xistos negros da base estão intercalados nos xistos e que a idade do Complexo Vulcano-Sedimentar seja Silúrico superior? – Devónico, o contacto entre estas formações terá de ser de obrigatoriamente de natureza tectónica, tipo carregamento. Assim sendo, dissipam-se quaisquer dúvidas, que possam existir, quanto à natureza aloctonista do Complexo Filonítico de Moura, posicionado a topo do domínio de Évora-Beja.

2.1.4.2 “Subdomínio” Alvito-Viana do Alentejo-Portel

A caracterização do “subdomínio” de Alvito-Viana do Alentejo-Portel assume grande importância neste estudo devido à localização das Sequências Ofiolíticas Internas (exceptuando a sequência de São Lourenço) nesta

subdivisão do domínio de Évora-Beja. Em termos gerais, este “subdomínio” encontra-se limitado a norte pelo granito de São Bartolomeu do Outeiro, a leste pelo antiforma de Portel enquanto que a sul e a oeste o limite é marcado por intrusões do Complexo Ígneo de Beja (pórfiros, gabros, dioritos e granodioritos).

Relativamente à estrutura (Rosas, 2003) pode-se dizer que a deformação é intensa estando presentes as três fases de deformação variscas, que se observam a diferentes escalas nas diferentes litologias.

A legenda da Carta Geológica de Portugal à escala 1/50.000 (folhas 40-C Viana do Alentejo e 40-D Portel), apesar de desactualizada, mostra que este “subdomínio” é essencialmente constituído por formações que vão do Proterozóico ao Plio-Plistocénico. A coluna litoestratigráfica definida Oliveira *et al.* (1991) para o sector de Montemor-Ficalho (fig. 2.9) mostra uma aplicabilidade muito maior a este “subdomínio”. É constituída por formações com idades compreendidas entre o Proterozóico e o Silúrico. No entanto, apresenta lacunas, nomeadamente na ausência de referências à ocorrência de metamorfismo de alta pressão e de fragmentos de crosta oceânica. Este factor, associado à ausência de uma base bioestratigráfica e ao estilo de deformação presente condicionam o estabelecimento de relações litoestratigráficas coerentes intra e inter-domínios da Zona de Ossa-Morena.

Assim, optou-se por definir e caracterizar as diferentes formações, deste “subdomínio” (fig. 2.10), tendo por base as características litológico-estruturais, salvaguardando-se a hipótese de as correlacionar, caso se justifique, com formações ou unidades que possuam significado regional. Correndo o risco de se apresentar uma sequência incompleta consideram-se as seguintes formações para o “subdomínio” Alvito-Viana do Alentejo-Portel:

- i)* Sequência Parautóctone;
- ii)* Sequência Vulcano-Sedimentar (correlacionável com o Complexo Filonítico de Moura);
- iii)* Sequência Ofiolítica;
- iv)* Formações do Terciário; e

v) Terrenos de Cobertura.

As sequências Parautóctone, Vulcano-Sedimentar e Ofiolítica mostram contactos de natureza tectónica, enquanto que as Formações do Terciário e os Terrenos de Cobertura são discordantes sobre as formações subjacentes.

a) Sequência Parautóctone

Esta sequência constitui um substrato parautóctone, que eventualmente poderá conter termos litológicos representativos do soco da Zona de Ossa-Morena. É formada por quatro unidades:

- i) Unidade metassedimentar;
- ii) Unidade dos gnaisses félsicos;
- iii) Unidade carbonatada; e
- iv) Unidade dos eclogitos.

- Unidade metassedimentar: É uma unidade pelítico-siliciosa com micaxistos, liditos, chertes negros, rochas calcossilicatadas e metavulcanitos ácidos e básicos. É correlacionável com a Formação de Água de Peixes-Série Negra (Carvalhosa, 1971; Oliveira *et al.*, 1991; Gonçalves & Carvalhosa, 1994), para a qual se sugere a idade do Proterozóico superior e com a unidade dos metassedimentos de Alvito-Água de Peixes (Fonseca, 1995). Localiza-se no flanco leste do antiforma de Alvito-Viana do Alentejo e no núcleo do antiforma de Portel.

- Unidade dos gnaisses félsicos: São gnaisses essencialmente quartzo-feldspáticos de granularidade fina e cores que variam entre o rosa e o branco. Apresentam forte foliação milonítica e/ou estiramento mineral. Ocorrem no núcleo do antiforma de Alvito-Viana do Alentejo e numa faixa descontínua

entre São Bartolomeu do Outeiro e o vértice geodésico de Outeiro do Jogo, que se estende para sudeste, com ocorrências esporádicas, até serra do Mendro. Esta unidade é equivalente da unidade de gnaiss félsicos de Alvito-Vila Nova da Baronia-Viana do Alentejo definida por Fonseca (1995).

O posicionamento preferencial desta unidade no núcleo de antiformas sugere que eventualmente seja equivalente dos gnaisses da Formação de Escoural, que se admitem pertencerem ao Proterozóico superior (Oliveira *et al.*, 1991). Assim sendo, estas rochas podem representar o soco da Zona de Ossa-Morena (Araújo, 1995), não sendo de excluir a possibilidade de representarem fragmentos de um arco vulcânico e/ou crosta continental alóctone (Fonseca, 1995).

- Unidade carbonatada: É constituída por mármore por vezes dolomitizados, com intercalações margosas, pelíticas e calcossilicatadas. Ocorre no antiforma de Alvito-Viana do Alentejo, onde se localizam várias explorações. Estende-se em associação com a unidade metassedimentar para leste, as quais encontram-se, em conjunto, no núcleo do antiforma de Portel.

A unidade carbonatada é correlacionável com a Formação Dolomítica definida por Oliveira *et al.* (1991) para o sector de Montemor-Ficalho e para a qual se atribui a idade do Câmbrio inferior.

- Unidade dos eclogitos: Os eclogitos são rochas muito densas de cor verde clara ou verde escura, caso o inossilicato dominante seja a clinopiroxena (onfacite) ou a anfíbola (glaucófano/crossite). Na designação de unidade dos eclogitos, incluem-se não só os eclogitos, propriamente ditos, como também os prasinitos (xistos anfibólicos com relíquias da paragénese eclogítica e blastese de albite) e xistos verdes resultantes da retrogradação dos eclogitos. Esta unidade encontra-se tectonicamente imbricada nas unidades metassedimentar e carbonatada (flanco leste do antiforma de Alvito-Viana do Alentejo), com os contactos estabelecidos por cisalhamentos. Evidências de campo sugerem que a ocorrência desta unidade não seja específica da Sequência Parautóctone e que esteja, também, imbricada na Sequência Vulcano-Sedimentar, a sul de

Vila Ruiva. Esta sugestão é referenciada por Fonseca (1995) e corroborada por Leal (2001), que referem não só a presença de eclogitos no interior de xistos e filonitos correlacionáveis com a Sequência Vulcano-Sedimentar, como também associados à unidade dos gnaisses félsicos.

Os eclogitos apresentam um quimismo semelhante ao exibido pelos toleítos continentais (Moita, 1997; Leal, 2001) e registam condições metamórficas que variam entre os 500-650°C e 12-16 Kbar (Fonseca *et al.*, 1993; Fonseca, 1995, Moita, 1997) até aos 650-700°C e 18 Kbar (Leal, 2001).

O metamorfismo eclogítico não é exclusivo deste “subdomínio”. Ocorre também na zona noroeste do domínio de Montemor-Ficalho, na área de Safira que se localiza sensivelmente a sudoeste do sinclinal de Cabrela. Nesta área os eclogitos (541°C e 12.2 Kbar) ocorrem no interior da Série Negra quer no interior de gnaisses félsicos (Pedro, 1996), com a particularidade dos gnaisses terem sido, também, envolvidos em processos metamórficos alta pressão (579° C e 8.3 Kbar).

b) Sequência Vulcano-Sedimentar

Esta sequência corresponde a mantos alóctones colocados tectonicamente sobre a Sequência Parautóctone. É constituída por duas unidades (unidade dos micaxistos e unidade dos xistos verdes e anfibolitos), que no seu conjunto apresentam características muito semelhantes às do Complexo Filonítico de Moura.

- Unidade dos micaxistos: É uma unidade constituída por xistos pelíticos na fácies dos xistos verdes, essencialmente sercítico-cloríticos de aspecto luzente, com variações biotíticas, moscovíticas e siliciosas. Apresenta, ainda, quartzo de exsudação e intercalações de metavulcanitos, regra geral ácidos, níveis grafitosos e grauvacóides. É equivalente da unidade de xistos e filonitos definida por Fonseca (1995).

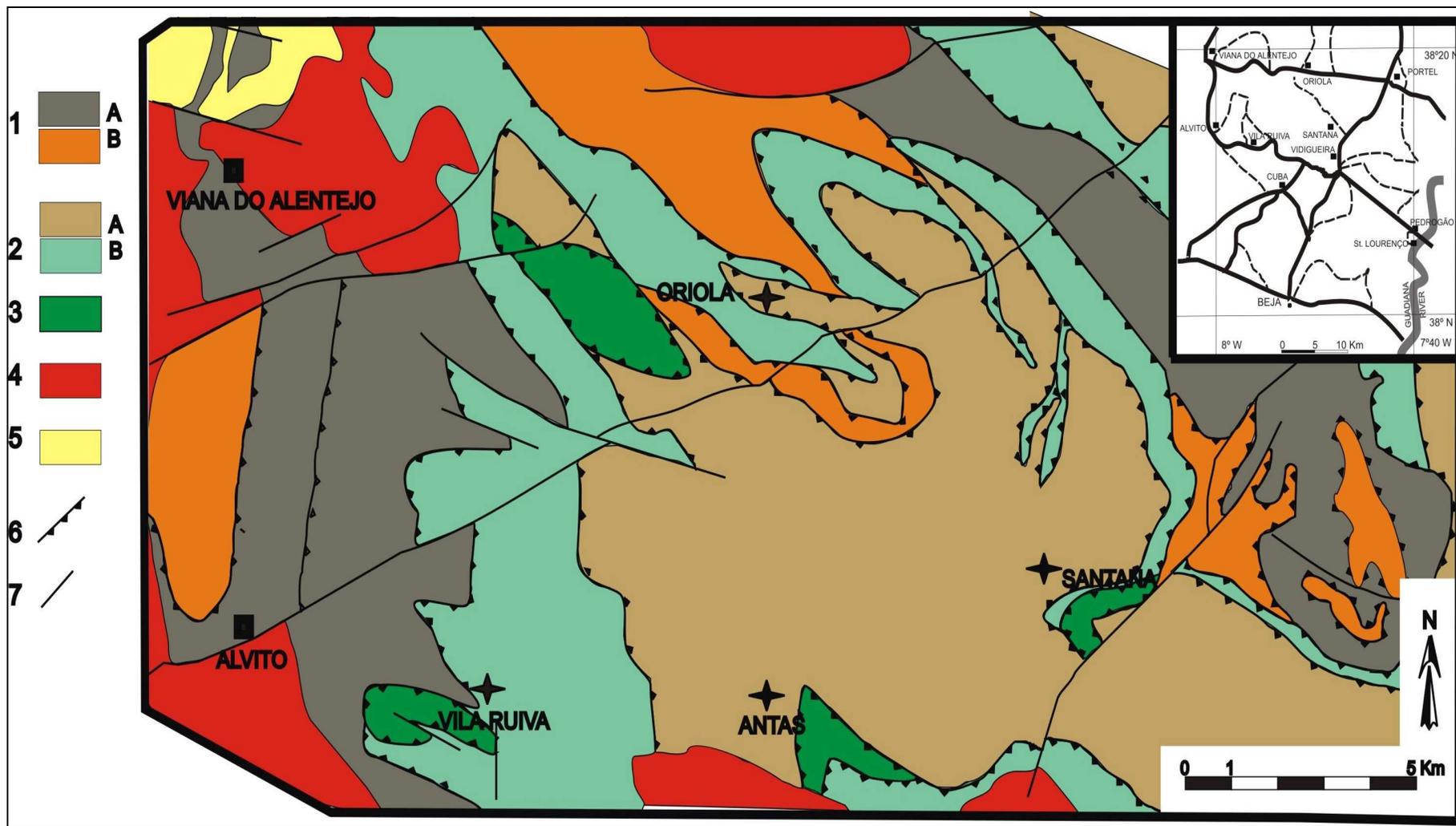


Fig. 2.10 – Mapa geológico esquemático do “subdomínio” Alvito-Viana do Alentejo-Portel (adaptado de Araújo, 1995 e com base nas folhas 40-C Viana do Alentejo e 40-D Portel da Carta Geológica de Portugal à escala 1/50.000).

- 1 – Sequência Parautóctone (A – unidades metassedimentar, carbonatada e dos eclogitos, indiferenciadas; B – unidade dos gnaisses félicos);
 2 – Sequência Vulcano-Sedimentar (A – unidade dos micaxistos; B – unidade dos xistos verdes e anfibolitos); 3 – Sequência Ofiolítica;
 4 – Rochas Plutónicas; 5 – Migmatitos; 6 – Cavalgamento/Carreamento; 7 – Falha.

Esta unidade associa-se à unidade dos xistos verdes e anfibolitos, numa mancha que ocupa grande parte da área central deste “subdomínio”, entre as estruturas antiformas de Alvito-Viana do Alentejo e Portel; ocorre também a noroeste desta última estrutura.

Vários autores afirmam que o Complexo Filonítico de Moura (designado por Xisto de Moura: Carvalhosa, 1971, 1983; Carvalhosa & Zbyszewsky, 1972, 1994; Oliveira *et al.*, 1991; Piçarra, 2000) estende-se desde as proximidades de Moura para noroeste. De facto, as características litológico-estruturais da unidade dos micaxistos são bastante idênticas às descritas por Araújo (1995) na região do anticlinal de Ficalho-Moura. Assim, admite-se que no “subdomínio” de Alvito-Viana do Alentejo-Portel esteja presente uma grande unidade/sequência, alóctone, ocupando uma vasta área, com características tectónicas do tipo “mélange”, podendo conter no seu interior rochas com diferentes proveniências e significados geodinâmicos.

- Unidade dos xistos verdes e anfibolitos: Esta unidade é constituída exclusivamente por rochas metabásicas com grau metamórfico entre as fácies dos xistos verdes e anfibolítica. Os xistos verdes possuem foliação bem marcada e apresentam cores verde claras. São constituídos por actinolite, albite, clorite epídoto, minerais opacos (essencialmente magnetite) e alguma calcite, esfena e quartzo. O predomínio de um determinado mineral sobre a restante paragénese conduz à variação petrográfica observada nos xistos verdes. Existem xistos verdes em *sensu stricto*, xistos cloríticos, xistos bandados (bandas de epídoto) e xistos anfibólicos. Os anfibolitos são rochas mais maciças, em que a foliação não é tão evidente. Apresentam cor verde escura com a paragénese essencialmente constituída por anfíbola horneblândica e plagioclase.

Esta unidade ocorre geometricamente associada à unidade dos micaxistos. No seu conjunto definem a Sequência Vulcano-Sedimentar que possui extensão cartográfica considerável no “subdomínio” de Alvito-Viana do Alentejo-Portel.

As rochas da unidade dos xistos verdes e anfibolitos são correlacionáveis com as rochas básicas presentes na unidade dos xistos e filonitos definida por Fonseca (1995) para esta região. Este autor (*op. cit.*), considera que a grande maioria destas rochas básicas, referidas por Carvalhosa (1971) como rochas verdes, ou são rochas metamorfizadas em alta pressão, actualmente retrogradadas ou são litologias afins de complexos ofiolíticos.

Do trabalho de campo realizado na área e do conhecimento que se tem sobre o metamorfismo de alta pressão, nomeadamente na área de Safira (Pedro, 1996), atendendo à representação cartográfica e características da unidade dos xistos verdes e anfibolitos, não nos parece que as rochas nas condições referidas por Fonseca (1995) estejam em maioria; quando têm afinidades com complexos ofiolíticos mostram parte da pseudo-estratigrafia e/ou estruturas características dessa sequências, ao passo que se resultam de retrogradação de eclogitos devem-se observar evidências locais (mineralógicas e/ou estruturais) desse processo evolutivo.

Assim sendo, nesta unidade são colocadas as rochas metabásicas, que não apresentam evidências de terem estado envolvidas em metamorfismo de alta pressão ou que não correspondem a fragmentos de crusta oceânica. Caso contrário são incluídas, respectivamente, na unidade dos eclogitos e na Sequência Ofiolítica.

A presença de diferentes tipos de rochas básicas associadas as xistos pelíticos é em tudo semelhante ao Complexo Filonítico de Moura, onde ocorrem rochas básicas com geoquímica e proveniências distintas (Araújo *et al.*, 2000). Este facto, vem reforçar a ideia, atrás admitida, que a Sequência Vulcano-Sedimentar representa o Complexo Filonítico de Moura no “subdomínio” de Alvito-Viana do Alentejo-Portel.

c) Sequência Ofiolítica

É constituída por quatro fragmentos de crosta oceânica alóctones (fig. 2.10) – Oriola, Vila Ruiva, Antas e Santana – que se encontram imbricados no interior ou colocados como “klippes” na Sequência Vulcano-Sedimentar. Existe, ainda, um quinto fragmento – São Lourenço – fora deste “subdomínio” que se localiza no interior do Complexo Filonítico de Moura, na margem oeste do vale do Guadiana, nas proximidades de Pedrogão. A análise pormenorizada geológico/geoquímica das diferentes sequências ofiolíticas é efectuada nos capítulos seguintes. Assim em termos muito genéricos, pode-se dizer que ocorrem numa posição interna relativamente ao Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches, pelo que recebem a designação de Sequências Ofiolíticas Internas. São constituídas por rochas ultrabásicas e básicas, que mostram, parcialmente, as relações “pseudo-estratigráficas” definidas para os ofiolitos. Observam-se peridotitos, cumulos piroxeníticos, gabros com diferentes aspectos texturais, intrusões doleríticas e metabasaltos. O metamorfismo faz-se sentir essencialmente na fácies do xistos verdes.

A primeira referência à presença de Sequência Ofiolítica Internas foi efectuada por Araújo *et al.* (1993) em São Lourenço, onde foram realizadas análises geoquímicas preliminares. Posteriormente, Araújo (1995) e Fonseca (1995) realizaram estudos locais de natureza geológico/estrutural nas restantes sequências, realçando o seu carácter ofiolítico. Este último autor (*op. cit.*) sugere ainda a presença de mais Sequências Ofiolíticas nomeadamente a sul de Torre de Coelheiros (Monte da Madureira), a sul de Santana (Monte dos Alfaiates, a sudeste de Vila Ruiva (Sr^a. da Represa) e a sudeste de Albergaria de Fusos (Monte da Ribeira). As observações efectuadas nestas zonas foram inconclusivas, devido à ausência ou à fraca qualidade dos afloramentos, dado que grande parte destes terrenos são terrenos agricultados. Apenas em Torre de Coelheiros observaram-se blocos de “flasergabros”, em despedregas, não sendo possível estabelecer qualquer tipo de relação entre estas rochas e outros membros constituintes de uma possível sequência ofiolítica.

d) Formações do Terciário

As Formações do Terciário, segundo Carvalhosa & Zbyszewsky (1972), correspondem a uma sequência do Paleogénico-Neogénico indiferenciado com calcários na base, sobre a qual se depositam em discordância depósitos detríticos grosseiros. Ocorrem em duas grandes manchas localizadas a sul da intrusão granítica de São Bartolomeu do Outeiro e a sul das intrusões do Complexo Ígneo de Beja, que limitam o antiforma de Alvito-Viana do Alentejo. Encontram-se geneticamente relacionadas com rupturas de pendor de escarpas de falhas (Silveira, 2003).

e) Terrenos de Cobertura

Correspondem a cascalheiras do Plio-Plistocénico, a depósitos de vertente e terrenos aluvionares (Carvalhosa & Zbyszewsky, 1972). Encontram-se discordantes sobre as formações subjacentes, normalmente na dependência de linhas de água ou de rupturas de pendor.

2.1.5 Complexo Ígneo de Beja

O Complexo Ígneo de Beja instala-se entre o Devónico médio-superior e o Carbónico, mais precisamente entre o Givetiano-Frasniano e o Tournaciano-Viseano (Conde e Andrade, 1974; Santos *et al.*, 1987; Dallmeyer *et al.*, 1993). Ocorre ao longo do cavalgamento de Ferreira-Ficalho numa área que se estende desde Serpa até Vendas Novas (Fonseca, 1995). É constituído por diferentes maciços de rochas intrusivas, aos quais se associam, genética e espacialmente, episódios de actividade vulcânica (Andrade *et al.*, 1991, 1992).

No maciço básico de Odivelas distingue-se uma zona inferior com gabros olivínicos e anortositos que passam gradualmente a gabros poicilíticos com anfíbola fenocristalina (Fonseca, 1995). Associados aos gabros ocorrem rochas vulcânicas básicas: basaltos, doleritos e materiais resultantes de actividade vulcânica explosiva (Andrade *et al.*, 1991; Fonseca, 1995). Estas apresentam características transicionais entre termos toleíticos e calco-alcalinos (Santos, 1990). A identificação de fósseis em calcários no interior de lavas permitiu indicar a idade de Devónico médio e/ou superior, mais propriamente Givetiano-Frasniano (Conde e Andrade, 1974).

Na região de Cuba-Alvito (Andrade, 1992; Fonseca, 1995) ocorrem maciços gabróicos a granodioríticos (Alvito) e gabrodioríticos (Cuba). Ambos, apresentam quimismo de natureza calco-alcalina (Santos, 1990).

Na região entre Baleizão e Alcáçovas instala-se uma unidade subvulcânica ácida, designada por Pórfiro de Baleizão-Alcáçovas (Fonseca, 1995). É essencialmente constituída por dacitos e riodacitos de natureza calco-alcalina (Santos, 1990). Apresenta idade do Tournaciano-superior, podendo inclusive atingir idades mais recentes, como atestam as idades radiométricas do Namuriano, obtidas em pórfiros ácidos na região entre Alcáçovas e Torrão (Priem *et al.*, 1986).

O Complexo Vulcano-Sedimentar da Toca da Moura encontra-se espacialmente associado aos vulcanitos do maciço básico de Odivelas (Andrade *et al.*, 1976). Apresenta idade do Tournaciano-superior (Santos *et al.*, 1987), sendo essencialmente constituído por metavulcanitos básicos, com natureza calco-alcalina (Santos, 1990), intercalados nos xistos.

2.1.6 Maciço de Évora

O Maciço de Évora, ocorre na região de Évora, sendo considerado globalmente de idade carbónica (Sanchez Carretero *et al.*, 1990). Localiza-se preferencialmente a leste, nordeste e norte do Complexo Ígneo de Beja.

Corresponde a intrusões de granitóides, essencialmente granitos, granodioritos, quartzodioritos e tonalitos (Carvalhosa, 1983), que exibem quimismo calco-alcalino (Santos *et al.*, 1990). Estas intrusões são frequentemente acompanhadas por auréolas de metamorfismo de contacto ou por migmatização do encaixante (Carvalhosa, 1983; Araújo, 1995; Fonseca; 1995). Algumas encontram-se deformados pela segunda fase de deformação, enquanto que outras são sin ou tardi terceira fase de deformação varisca (Araújo, 1995).

2.2 Síntese do Magmatismo Varisco na Zona de Ossa-Morena

Os processos magmáticos na Zona de Ossa-Morena encontram-se representados nos diferentes domínios, quer sejam de tipo vulcânico, normalmente contemporâneos da sedimentação, quer sejam de tipo plutónico. Assim, torna-se necessário analisar os principais aspectos do magmatismo desta zona tectonoestratigráfica, durante a Orogenia Varisca. Pretende-se enquadrar o magmatismo ofiolítico, nomeadamente o responsável pelas Sequências Ofiolíticas Internas, na evolução tectonomagmática varisca da Zona de Ossa-Morena. Para o efeito, utilizam-se, preferencialmente, os trabalhos de Mata & Munhá (1990) e Ribeiro *et al.* (1992; 1997).

2.2.1 Vulcanismo

As primeiras ocorrências de vulcanismo na Zona de Ossa-Morena, durante o ciclo varisco, ocorrem no Câmbrico inferior-médio. Apresentam características bimodais (basaltos a riolitos) com quimismo toleítico a transicional (Mata & Munhá, 1990). No Câmbrico inferior, o vulcanismo é de

natureza toleítica apresentando características bimodais (riolitos a basaltos). Ocorre sob a forma de intercalações nos sedimentos da Formação de Vila Boim (domínio Alter do Chão-Elvas). Na passagem para o Câmbrico médio o vulcanismo é básico, com quimismo alcalino-transicional, associado a vulcanismo ácido peralcalino (Mata & Munhá, 1990; Ribeiro *et al.*, 1992). Este episódio encontra-se representado nas intercalações vulcânicas do Complexo Vulcano-Sedimentar da Terrugem (domínio Alter do Chão-Elvas). É referida, ainda, a presença de vulcanismo essencialmente básico (vulcanitos de Santo Aleixo da Restauração) com quimismo alcalino a transicional intercalado na base da Formação de Ossa (domínio Estremoz-Barrancos) (Mata & Munhá, 1990; Ribeiro *et al.*, 1992; Ribeiro *et al.*, 1997), para a qual se admitem idades do Câmbrico médio (Oliveira *et al.*, 1991) ou Câmbrico médio-superior (Piçarra, 2000).

Durante o Câmbrico superior – Ordovícico inferior o vulcanismo ocorre sob a forma de intercalações na Formação de Barrancos (Complexo Vulcânico de S. Marcos do Campo). Encontra-se representado por vulcanitos intermédio-básicos com quimismo toleítico continental (Ribeiro *et al.*, 1992; Ribeiro *et al.*, 1997) a calco-alcalino (Mata *et al.*, 1993), evidenciando uma natureza orogénica (Ribeiro *et al.*, 1992; Ribeiro *et al.*, 1997; Mata *et al.*, 1993).

Na transição Câmbrico-Ordovícico (Ribeiro *et al.*, 1992) ou no Ordovícico (Ribeiro *et al.*, 1997) é referido no Complexo Vulcano-Sedimentar de Ficalho-Moura ocorrência de vulcanismo básico anorogénico, com características toleíticas continentais, associado a riolitos ricos em sílica. Sobrejacente regista-se vulcanismo básico anorogénico, com quimismo alcalino intraplaca (Mata & Munhá, 1990; Ribeiro *et al.*, 1992), intercalado (tectonicamente?) no Complexo Filonítico de Moura, cuja base é datada do Silúrico inferior (Piçarra & Gutiérrez-Marco, 1992).

No Complexo Vulcano-Sedimentar de Estremoz existe vulcanismo bimodal anorogénico intercalado na sequência carbonatada. Abundam rochas máficas acumuladas, resultantes de câmaras magmáticas superficiais e/ou diques e soleiras (Mata & Munhá, 1985) bem como materiais lávicos (Gonçalves & Coelho, 1974). Os vulcanitos variam desde basaltos alcalinos e

traquiandesitos a felsitos peralcalinos. A topo desta formação ocorre a unidade dos Xistos Negros (Silúrico inferior: Piçara, 2000), que apresenta vulcanismo básico, com carácter alcalino intraplaca (Mata & Munhá, 1985). Segundo estes autores (*op. cit.*), estas ocorrências encontram-se geneticamente relacionadas e são ambas atribuídas ao Silúrico, embora Ribeiro *et al.* (1997) sugiram a transição Ordovícico-Silúrico para o vulcanismo do Complexo Vulcano-Sedimentar de Estremoz. Registe-se que a idade Silúrico superior? a Devónico atribuída aos mármoreos do Complexo Vulcano-Sedimentar de Estremoz (Piçarra, 2000), com base na identificação de conodontes, levanta problemas quanto à idade do vulcanismo presente nesta formação, na medida em que é incompatível com as idades admitidas por Mata & Munhá (1985) e Ribeiro *et al.* (1999).

Durante o Devónico o vulcanismo está directamente relacionado com os fenómenos de oceanização do Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches. Geoquimicamente é caracterizado por ser transicional entre os basaltos dos fundos oceânicos e os basaltos dos arco insulares (Munhá *et al.*, 1986; Quesada *et al.*, 1994), o que evidência a influência dos processos orogénicos. Entre o Devónico médio-superior ao Pérmico inferior (Priem *et al.*, 1986) o vulcanismo está relacionado com o processo orogénico vigente no bordo sudoeste da Zona de Ossa-Morena. Corresponde às manifestações extrusivas do Complexo Ígneo de Beja, constituídas, em termos gerais, por termos básicos toleíticos a calco-alcalinos que evoluem para termos básicos calco-alcalinos associados a rochas félsicas subvulcânicas (dacitos a riodacitos), com características calco-alcalinas (Andrade, 1981; Andrade *et al.*, 1991; 1992; Santos *et al.*, 1987; 1990; Fonseca, 1995).

2.2.2 Plutonismo

São escassos os dados relativos ao plutonismo varisco na Zona de Ossa-Morena. Os dados disponíveis indicam que durante o Paleozóico inferior

os períodos de intrusão ocorreram, preferencialmente, durante o Câmbrico e o Ordovícico (Ribeiro *et al.*, 1992). O plutonismo câmbrico corresponde, normalmente, a pequenos corpos graníticos de origem crustal. No Ordovícico o período intrusivo é caracterizado pela ocorrência de maciços básico-ultrabásicos (maciços Alter do Chão, Elvas e Campo Maior – domínio de Alter do Chão-Elvas) e peralcalinos (maciços Alter Pedroso e de Cevedais – domínio de Alter do Chão-Elvas), dispostos segundo a direcção NW-SE (Ribeiro *et al.*, 1992). Nas rochas peralcalinas obtiveram-se idades radiométricas entre 500 - 480 M.a. (Priem *et al.*, 1970; Lopes *et al.*, 1993), admitindo-se, também, esta idade para os maciços básico-ultrabásicos (Ribeiro *et al.*, 1992).

No Paleozóico superior, à semelhança do vulcanismo contemporâneo, o plutonismo está geneticamente relacionado com a subducção localizada no limite meridional da Zona de Ossa-Morena, encontrando-se representado pelas intrusões do Complexo Ígneo de Beja e do Maciço de Évora.

O Complexo Ígneo de Beja mostra no seu conjunto um quimismo toleítico a calco-alcalino que evolui para termos calco-alcalinos (Andrade, 1981; Andrade *et al.*, 1991; 1992; Santos *et al.*, 1987; 1990; Fonseca, 1995). Ainda durante o Paleozóico superior geram-se as intrusões do Maciço de Évora, que exibem também quimismo calco-alcalino (Santos *et al.*, 1990) e de maciços com quimismo shoshonítico, nas regiões mais internas da Zona de Ossa-Morena (maciços de Veiros e Vale Maceira: Costa *et al.*, 1990).

2.2.3 Considerações geodinâmicas

Apesar de existirem diferenças no magmatismo, nos diferentes domínios da Zona de Ossa-Morena, existe, regra geral, uma coerência nos dados disponíveis que indica uma evolução conjunta (fig. 2.11). No Câmbrico inferior inicia-se um processo de “rifting” intracontinental, provavelmente por reactivação da sutura cadomiana, localizada no domínio da Faixa

Blastomilonítica (Mata & Munhá, 1990). O magmatismo, inicialmente toleítico, evoluiu até ao final do Paleozóico inferior para termos alcalinos, com manifestações esporádicas de peralcalinidade. Esta evolução, traduz diminuição nas taxas de fusão mantélicas e mostra indícios que indicam contaminação crustal. Por outro lado, denuncia fenómenos de “rifting” abortados, gradualmente transferidos para sudoeste.

Todo este magmatismo possui assinatura anorogénica intraplaca, com excepção do vulcanismo de S. Marcos do Campo (Câmbrico superior – Ordovícico), que ao apresentar características orogénicas é incongruente com o regime tectonomagmático estabelecido até ao final do Silúrico.

No Paleozóico superior ocorre uma inversão nas características do magmatismo que revelam, nitidamente, um contributo orogénico. Até ao Devónico médio (Eifeliano: Fonseca & Ribeiro, 1993; Fonseca *et al.*, 1999) forma-se o Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches numa bacia oceânica tipo “back-arc”. Instala-se o Complexo Ígneo de Beja entre o Devónico médio-superior e o Carbónico, mais precisamente entre o Givetiano-Frasniano e o Tournaciano-Viseano (Conde e Andrade, 1974; Santos *et al.*, 1987; Dallmeyer *et al.*, 1993), podendo inclusive atingirem-se idades mais recentes. (Namuriano: Priem *et al.*, 1986). Nos estádios mais precoces e junto à zona de sutura, o magmatismo do Complexo Ígneo de Beja é toleítico a calco-alcalino, evoluindo posteriormente termos para calco-alcalino.

As intrusões de granitóides calco-alcalinos do Maciço de Évora acompanham e/ou são posteriores à instalação do Complexo Ígneo de Beja; mostram, em alguns casos, que estiveram envolvidos em processos de anatexia. Os dados radiométricos disponíveis para rochas graníticas e riódacíticas indicam idades do Devónico médio-superior ao Pérmico inferior (Pinto e Andrade, 1987; Priem *et al.*, 1986). A migração do magmatismo orogénico para norte e a variação do seu quimismo – toleítico a calco-alcalino a sul e calco-alcalino a norte, chegando mesmo a atingirem-se termos shoshoníticos (maciços de Veiros e Vale Maceira: Costa *et al.*, 1990) – denota evolução tectonomagmática orogénica típica (Wilson, 1989) e aponta no

sentido de que a polaridade da subducção durante o Paleozóico superior fosse para norte (Ribeiro *et al.*, 1997).

Domínio	Évora-Beja	Estremoz-Barranco	Alter do Chão-Elvas			
Pérmico						
Carbónico	CA Granitóides (Priem <i>et al.</i> , 1986) T-CA → CA CIB (Dallmeyer <i>et al.</i> , 1993)	Ca-Sh Maciços Veiros e Vale Maceira (Costa <i>et al.</i> , 1900)				
Devónico	T-CA COBA (Fonseca and Ribeiro, 1993)					
Silúrico	A Comp. Filonítico Moura (Mata & Munhá, 1990) (Ribeiro <i>et al.</i> , 1992; 1997)	A Xistos Negros (Mata & Munhá, 1985)				
Ordovícico	T Comp. Volc.-Sed. Ficalho-Moura (Ribeiro <i>et al.</i> , 1992; 1997)	A Comp. Volc.-Sed. de Estremoz (Mata & Munhá, 1985)	A-P Maciços Alter Chão, Elvas, C. Maior, Alter Pedroso, Cevedais (Ribeiro <i>et al.</i> , 1992)			
Superior		T-CA F. de Barrancos (Ribeiro <i>et al.</i> , 1992) (Mata <i>et al.</i> , 1993)				
Câmbrico		At F. de Ossa (Mata & Munhá, 1990)	At Comp. Volc.- Sed. de Terrugem (Mata & Munhá, 1990)			
Médio						
Inferior			T F. Vila Boim (Mata & Munhá, 1990)			
	T Toleítico	At Alcalino-Transicional	A Alcalino	P Peralcalino	CA Calco-Alcalino	Sh Shoshonítico

Fig. 2.11 – Quadro dos principais eventos magmáticos variscos na Zona de Ossa-Morena e natureza química dos mesmos. COBA: Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches; CIB: Complexo Ígneo de Beja.

Perante os dados disponíveis, conclui-se que o magmatismo na Zona de Ossa-Morena durante o ciclo varisco, nos seus estádios anorogénico e orogénico, fornece dados fundamentais para a interpretação da evolução geodinâmica desta zona tectonoestratigráfica. No entanto, existem algumas questões, que pela sua incongruência, dificuldade de enquadramento ou ausência de dados, permanecem em aberto. Uma destas questões está relacionada com o vulcanismo orogénico de S. Marcos do Campo, atribuído ao Câmbrio superior – Ordovícico inferior. Mata *et al.* (1999) sugerem que à semelhança do que se passa no Complexo de Ordenes (Zona de Galiza-Trás os Montes) onde se regista, durante um regime distensivo regional um evento orogénico de curta duração (Ordovícico inferior), também na Zona de Ossa-Morena poderia ter ocorrido um evento geotectónico semelhante, que justificaria o quimismo dos vulcanitos de S. Marcos do Campo. Esta hipótese carece, até à data, de confirmação.

Caso se confirmem as idades de Silúrico superior? – Devónico dos mármore dos complexos vulcano-sedimentares em Estremoz e em Ficalho-Moura (Piçarra, 2000), pode-se afirmar que o magmatismo anorogénico não é exclusivo do Paleozóico inferior, podendo ocorrer no Devónico. Relativamente ao anticlinal de Ficalho-Moura se o magmatismo do Complexo Filonítico de Moura ocorreu durante o Silúrico e se o vulcanismo toleítico do Complexo Vulcano-Sedimentar ocorreu durante o Silúrico superior? – Devónico, estaríamos perante uma inversão geoquímica. Esta inversão (magmatismo alcalino para toleítico) contrasta com a actividade tectonomagmática registada na Zona de Ossa-Morena, durante o Paleozóico, que evolui no sentido da alcalinidade e posteriormente para magmatismo orogénico.

Do que foi exposto, é permitido afirmar que a magmatogénese da Zona de Ossa-Morena durante o ciclo varisco quase que ocorre de acordo com os diferentes estádios do ciclo de Wilson (1966 *in*: Juteau and Maury, 1999). Descrevem-se estádios magmáticos de “rifting” intracontinental, de oceanização abortada, de margem passiva, de margem activa e de relaxamento térmico pós-colisional. No entanto, o ciclo encontra-se incompleto,

porque não são feitas referências à ocorrência de magmatismo em bacias oceânicas tipo “ocean ridge basin”.

Sabe-se que, volumetricamente, cerca de 70% da produção magmática total ocorrida durante o Cenozóico foi gerada nas cristas médio-oceânicas (Wilson, 1989). Assim, face aos análogos recentes, ao registo sedimentar e paleogeográfico da Zona de Ossa-Morena, estranha-se que até meados da década de 90, do século passado, apenas seja feita referência à presença de rochas semelhantes às geradas nas cristas oceânicas no Terreno Accrecionário de Pulo do Lobo (Munhá, 1983a; Quesada *et al.*, 1994). Tal facto, pode encontrar justificação na intensa deformação e recristalização metamórfica, que oblitera as características iniciais das rochas, e na ausência de estudos geoquímicos detalhados nas sequências básicas nos domínios meridionais da Zona de Ossa-Morena.

As primeiras referências à presença de crosta oceânica gerada em bacias oceânicas “abertas”, no domínio de Évora-Beja, suportadas com dados geoquímicos foram efectuadas por Araújo *et al.*, (1993), Araújo (1995) e Pedro *et al.* (1998). Correspondem às Sequências Ofiolíticas Internas imbricadas no interior do Complexo Filonítico de Moura. Como a litosfera oceânica, que escapa à subducção, tende a ocorrer como fragmentos no interior de “mélanges” ou em ofiolitos (Juteau and Maury, 1999), estas ocorrências podem representar, caso se confirme o quimismo anorogénico, o magmatismo da Zona de Ossa-Morena gerado em oceano “aberto”, completando assim o ciclo de Wilson varisco no sudoeste da Cadeia Varisca Ibérica.

CAPÍTULO 3

SEQUÊNCIAS OFIOLÍTICAS INTERNAS

Estudos realizados no vale do Guadiana (Araújo *et al.*, 1993; Sousa *et al.*, 1993, Araújo, 1995) e no “subdomínio” de Alvito-Viana do Alentejo-Portel (Araújo, 1995, Fonseca, 1995; Sousa, 1996; Pedro *et al.*, 1998) permitiram reconhecer, numa posição interna relativamente ao Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches, sequências de rochas ultrabásicas e básicas típicas de crosta oceânica. Estas, localizam-se junto ao limite sudoeste da Zona de Ossa-Morena, no domínio de Évora-Beja e correspondem às Sequências Ofiolíticas Internas, cuja caracterização é o principal objectivo deste estudo. Afloram em cinco sectores diferentes, referenciados de acordo com a sua localização geográfica e que são: S. Lourenço, Oriola, Vila Ruiva, Antas e Santana.

As Sequências Ofiolíticas Internas ocorrem sob a forma de “klippes” ou imbricações tectónicas no interior Complexo Ofiolítico de Moura. Face aos mecanismos de deformação e à recristalização metamórfica apresentam-se, regra geral, incompletas, sendo possível observar, em alguns casos, unidades separadas por acidentes tectónicos numa mesma sequência. No entanto, no seu conjunto definem uma “pseudoestratigrafia” (fig. 3.1) semelhante à adoptada para as sequências presentes nos ofiolitos (Coleman, 1977; Nicolas, 1989; Juteau and Maury, 1999).

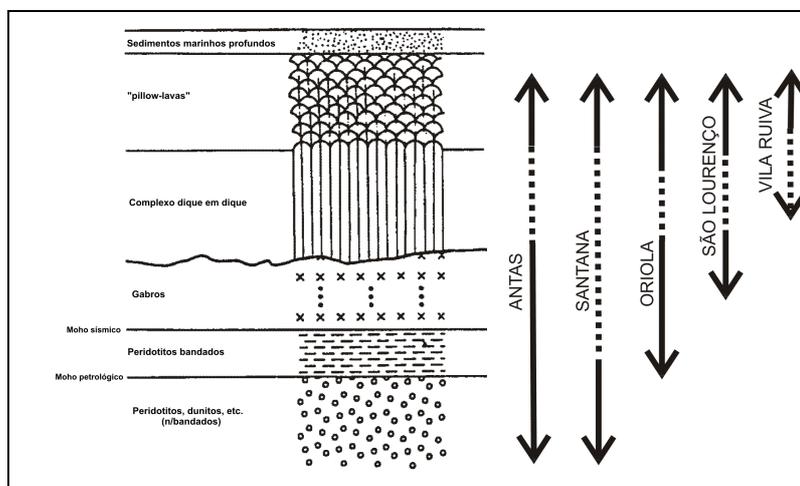


Fig. 3.1 – Representação esquemática da constituição das Sequências Ofiolíticas Internas.

De acordo com a definição clássica (“Ophiolite manifesto”: Anonymous, 1972) os ofiolitos correspondem a associações peculiares de rochas máficas e ultramáficas, interpretadas como fragmentos de litosfera oceânica (crusta + manto superior) e que apresentam uma sucessão da base para o topo constituída por (fig. 3.2):

- Complexo ultramáfico. Consiste em proporções variadas de harzburgitos, lherzolitos e dunitos, geralmente tectonizados.
- Complexo gabróico. Essencialmente constituído por rochas gabróicas com texturas acumuladas associadas a peridotitos e cumulados piroxeníticos, normalmente menos deformados que o complexo ultramáfico.
- Complexo máfico de diques em diques.
- Complexo vulcânico. Essencialmente constituído por basaltos, sob a forma de “pillow-lavas”, por vezes associados a sedimentos pelágicos chérticos, carbonatados e/ou argilosos.

Dentro destas associações litológicas podem, ainda, ocorrer plagiogranitos intrusivos e/ou extrusivos ricos em sódio, bem como corpos

podiformes de cromite, associados aos níveis duníticos. O autor desta definição (Anonymous, 1972) realça ainda o facto de ser comum a existência de contactos tectónicos entre os diferentes complexos, podendo a sequência apresentar-se incompleta, desmembrada e/ou metamorfozizada; características estas que têm sido confirmadas ao longo dos tempos (Coleman, 1977; Nicolas, 1989; Juteau and Maury, 1999).

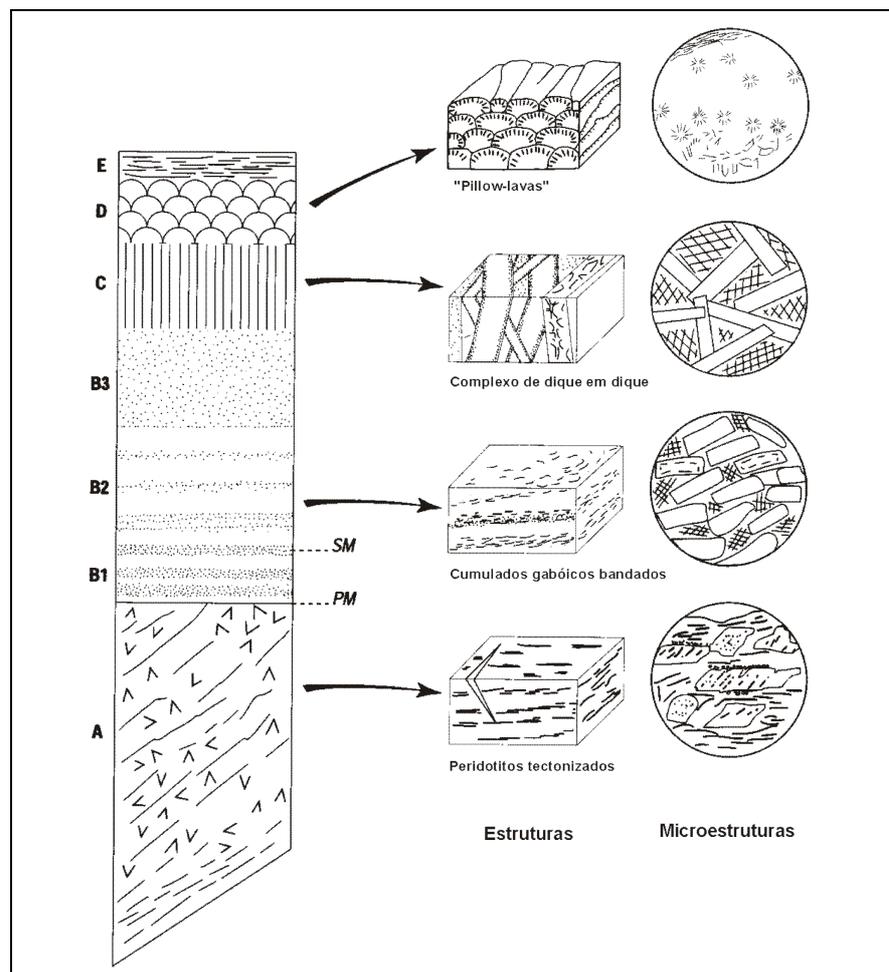


Fig. 3.2 – Sequência ofiolítica clássica (retirado de Juteau and Maury, 1999). A: manto residual (peridotitos tectonizados); B1: cumulados ultramáficos estratiformes; B2: cumulados gabróicos estratiformes; B3: gabros isotrópicos; C: complexo de dique em dique; D: lavas basálticas ("pillow-lavas"); E: sedimentos pelágicos; PM: Moho petrológico; SM: Moho sísmico.

Actualmente são reconhecidos numerosos complexos ofiolíticos de diferentes idades. Estes ofiolitos, para além de permitiram estudar a

composição e estrutura da litosfera oceânica, permitem também classificar os ofiolitos entre dois tipos fundamentais – HOT e LOT – em função da estrutura da crosta e da natureza petrográfica do manto residual (Nicolas, 1989; Juteau and Maury, 1999).

Os ofiolitos tipo HOT (“Harzburgitic Ophiolite Type”) apresentam uma secção crustal contínua e espessa e uma sequência mantélica formada essencialmente por harzburgitos. Correspondem a litosfera gerada em centros de expansão rápida a intermédia, tipo Oceano Pacífico, e são representados pelo ofiolito de Oman. Os ofiolitos tipo LOT (“Lherzolic Ophiolite Type”) são constituídos por uma reduzida secção crustal, frequentemente descontínua e heterogénea, e por uma sequência mantélica formada por lherzolitos. Correspondem a litosfera gerada em centros de expansão lenta, tipo Oceano Atlântico, e são representados pelo ofiolito da Liguria nos Alpes franco-italianos.

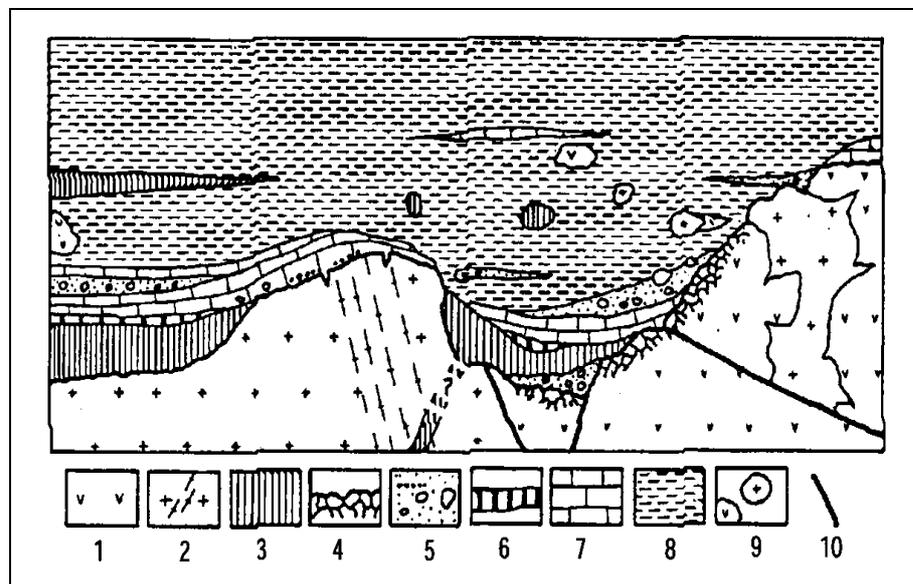


Fig. 3.3 – Esquema geológico das relações entre o substrato oceânico e os sedimentos no ofiolito da Liguria, antes da deformação alpina (retirado de Juteau and Maury, 1999). 1: serpentinitos; 2: gabros e “flasergabros”; 3: basaltos; 4: brechas serpentínicas; 5: brechas ofiolíticas; 6: radiolaritos e chertes (futuros quartzitos); 7: sedimentos carbonatados pelágicos (futuros mármore); 8: sedimentos carbonatados e argilosos (futuros calco-xistos); 9: blocos ofiolíticos; 10: falhas intra-oceânicas.

O ofiolito da Liguria (Jurássico Superior) caracteriza-se, em traços gerais, por apresentar uma estrutura crustal descontínua e heterogénea, bem como pela ausência do complexo dique em dique e de cumulos estratiformes (fig. 3.3), ausências estas que são primárias e não devidas à acção tectónica (Juteau and Maury, 1999). Segundo estes autores (*op. cit.*) a sequência mantélica é constituída por peridotitos serpentinizados (lherzolitos, werlitos e dunitos) intruídos por diques diabásicos, pegmatóides gabróicos e câmaras magmáticas de natureza gabróica. Os gabros nas suas diferentes variedades petrográficas (cumulos, trocolitos e gabros ricos em Fe e Ti) mostram evolução a partir de magmas toleíticos. Encontram-se frequentemente afectados por cisalhamentos dúcteis e transformados em anfibolitos com a foliação bem marcada, sendo de referir ainda a presença de diques não deformados, que geralmente cortam os gabros. Os níveis superiores das rochas peridotíticas e gabróicas encontram-se afectados por metamorfismo hidrotermal, formando-se serpentina e brechas ofiolíticas, cuja formação é simultânea com a deposição de sedimentos carbonatados pelágicos. Relativamente aos peridotitos, gabros, brechas ofiolíticas e sedimentos pelágicos instalam-se discordantemente os basaltos, por acção de pequenos centros vulcânicos que originam níveis descontínuos separados por horizontes sedimentares. Os níveis extrusivos podem ocorrer associados a radiolaritos e apresentam espessuras que normalmente não excedem a centena de metros.

Atendendo à exposição anterior, conclui-se que os processos primários (magmáticos) podem gerar nos ofiolitos sequências heterogéneas e incompletas, relativamente à definição clássica. Estas heterogeneidades podem posteriormente ser acentuadas por acção tectonometamórfica, tornando as sequências ainda mais incompletas e desmembradas.

Assim, não é de estranhar que as Sequências Ofiolíticas Internas, afectadas pela deformação varisca, se apresentem incompletas e com diferenças significativas nos diferentes sectores. No entanto, como se verá nos subcapítulos seguintes, as suas características litológico estruturais são, em parte, semelhantes às do ofiolito da Liguria, pelo que as heterogeneidades observadas podem resultar não só dos fenómenos tectonometamórficos

variscos, como podem, também, reflectir heterogeneidades primárias ao nível da litosfera oceânica.

Seguidamente descrevem-se os aspectos geológicos das Sequências Ofiolíticas Internas, para cada sector, e as características petrográficas e mineralógicas das diferentes litologias.

3.1 Enquadramento Geológico

3.1.1 Sector de São Lourenço

O sector de São Lourenço foi a primeira sequência ofiolítica interna identificada na Zona de Ossa-Morena (Araújo *et al.*, 1993; Sousa *et al.*, 1993). Localiza-se no vale do rio Guadiana, aproximadamente a 1,5 Km a SSW de Pedrogão (Folha 511 – Pedrogão), no flanco sul de um antiforma de terceira fase a sul e oeste do granito de Pedrogão (fig. 3.4). Apresenta boas condições de exposição num corte com aproximadamente 1,5 Km de extensão e 40-50 m de altura, que consiste numa sequência anfibolítica imbricada no Complexo Filonítico de Moura (fig. 3.5).

Litologicamente identificam-se anfibolitos finos e grosseiros, que correspondem a metabasaltos e metagabros, respectivamente. Os metagabros (fig. 3.7) apresentam texturas tipo “flasergabros” e são cortados por estruturas que fazem lembrar injeções de diques em gabro, mas que correspondem a zonas de cisalhamento com acentuada recristalização metamórfica. Os metabasaltos (fig. 3.6), nas zonas de menor deformação, mostram texturas porfíricas primárias e nos níveis superiores apresentam intercalações, esporádicas, de chertes e sulfuretos hidrotermais. No topo da sequência ocorrem xistos grafitosos (sedimentos oceânicos?) separados das rochas metabásicas por contactos mecânicos.

Estas características, estiveram na base da identificação deste sector como um fragmento ofiolítico, tendo-se confirmado a sua afinidade oceânica através do estudo geoquímico realizado por Araújo *et al.* (1993). Assim, pode-se concluir que a sequência de São Lourenço corresponde a uma sequência oceânica incompleta, em que estão representadas as unidades superiores, faltando os termos ultrabásicos e os cumulos máficos.

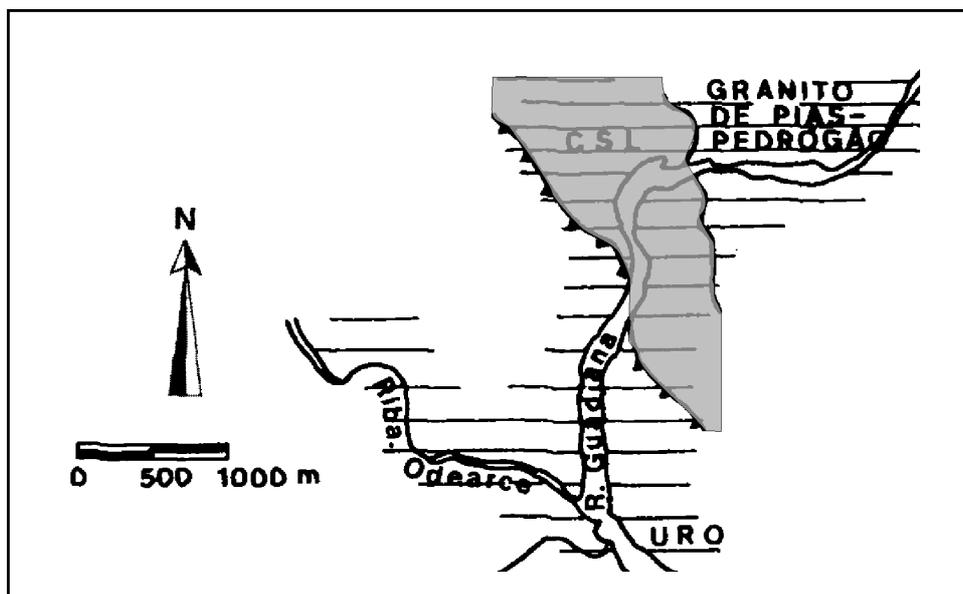


Fig. 3.4 – Enquadramento geológico do sector de São Lourenço (adaptado de Araújo, 1995). CSL: Complexo de São Lourenço; URO: Unidade da Ribeira Odearce.

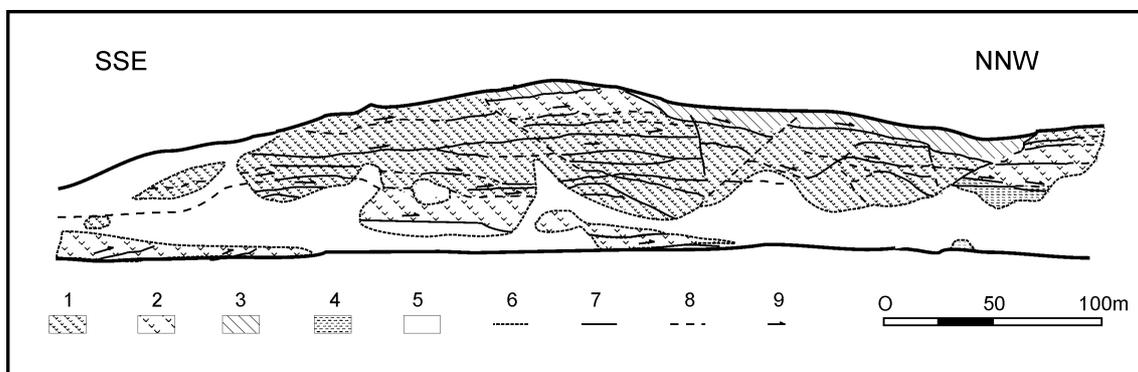


Fig. 3.5 – Estrutura do sector de São Lourenço (adaptado de Sousa *et al.*, 1993 e Araújo, 1995). 1: metabasaltos; 2: metagabros; 3: xistos grafitosos; 4: xistos do Complexo Filonítico de Moura; 5: depósito de vertente; 6: limite do depósito de vertente; 7: zona de cisalhamento; 8: zona de cisalhamento interpretada; 9: sentido do cisalhamento.



Fig. 3.6 – Aspecto geral dos metabasaltos do sector de São Lourenço. A:maciços; B: porfíricos.



Fig. 3.7 – Aspecto geral dos metabasaltos do sector de São Lourenço, frequentemente com texturas tipo “flasergabro”.

A análise estrutural deste sector reveste-se de grande importância, dadas as boas condições de afloramento e porque mostra o carácter aloctonista da sequência (fig. 3.5). Segundo as observações efectuadas e de acordo com os estudos de geologia estrutural detalhados, realizados neste sector (Sousa et al., 1993; Araújo, 1995), verifica-se que as diferentes unidades constituintes da sequência encontram-se afectadas e separadas por diversos cisalhamentos vergentes para norte. Estes, no seu conjunto definem um gradiente de deformação que aumenta do topo para a base; observa-se um desenvolvimento intenso de foliação milonítica, representativa do transporte e imbricação da sequência de São Lourenço, no interior do Complexo Filonítico de Moura. A movimentação para norte é confirmada a diferentes escalas e por diferentes métodos, tais como dobras intrafoliais, vergência de dobras, critérios cinemáticos em porfiroblastos e estruturas “C+S” (Sousa et al., 1993; Araújo, 1993). Destaque, ainda, para a presença de fendas de tracção subverticais nos metagabros de direcção E-W preenchidas por clorite e/ou anfíbola.

3.1.2 Sector de Oriola

O sector de Oriola é em área a maior Sequência Ofiolítica Interna. Aflora numa faixa de direcção NW-SE, com aproximadamente 5 Km de extensão por 2 Km de largura. Localiza-se a oeste da barragem de Alvito no flanco sul de um sinforma de terceira fase, com direcção aproximada NW-SE. Apesar de não terem sido efectuados estudos geoquímicos preliminares, neste sector, são feitas referências à presença de litologias metabásicas com afinidades oceânicas (Araújo, 1995; Fonseca, 1995), posteriormente reiteradas por Sousa (1996) durante a caracterização geológico-estrutural desta área.

O trabalho de campo desenvolvido durante este estudo permitiu identificar no sector de Oriola a presença de três formações (fig. 3.8) – Sequência Ofiolítica, Sequência Parautóctone e Sequência Vulcano-Sedimentar – típicas do “subdomínio” de Alvito-Viana do Alentejo-Portel.

A Sequência Ofiolítica é constituída por cumulos piroxeníticos, metagabros (fig. 3.10) e metabasaltos (fig. 3.9). Os metabasaltos em termos gerais correspondem a cerca de 90% da área cartografável desta formação. Encontram-se recristalizados na fácies dos xistos verdes e devido à sua reologia apresentam a foliação bem marcada. Nas zonas de menor deformação exibem, ainda, algumas das características primárias tais como texturas porfíricas e variações de granularidade, concentradas em veios mili a centimétricos; sugerem injeções de estruturas tipo diques, mas que se revelaram inconclusivas pois tratam-se de cisalhamentos. Outro aspecto que caracteriza os metabasaltos é a presença de veios de epidoto e de associações constituídas por plagioclase, calcite, vesuvianite, clinzoisite e cloritóide. A presença destas associações minerais foi interpretada como sendo resultante de um processo de rodingitização (Sousa, 1996). Face aos resultados obtidos de química mineral e de litogeoquímica apenas se pode

Fig. 3.8 – Mapa Geológico do sector de Oriola.
Base topográfica: Folhas 488 e 489 da Carta Militar de Portugal à escala 1/25.000.

LEGENDA:

Sequência Ofiolítica:

- 1 – Metagabros e Cumulos Piroxeníticos
- 2 – Metabasaltos (xistos verdes) finos e porfíricos

Sequência Parautóctone

- 3 – Micaxistos e Gnaisses Félsicos
- 4 – Rochas Carbonatadas
- 5 – Liditos e Xistos Negros

Sequência Vulcano-Sedimentar

- 6 – Anfibolitos e Xistos Verdes

- 7 – Intercalações de Gnaisses Félsicos; 8 – Foliação; 9 – Limite geológico;
- 10 – Limite geológico provável; 11 – Cavalgamento provável.

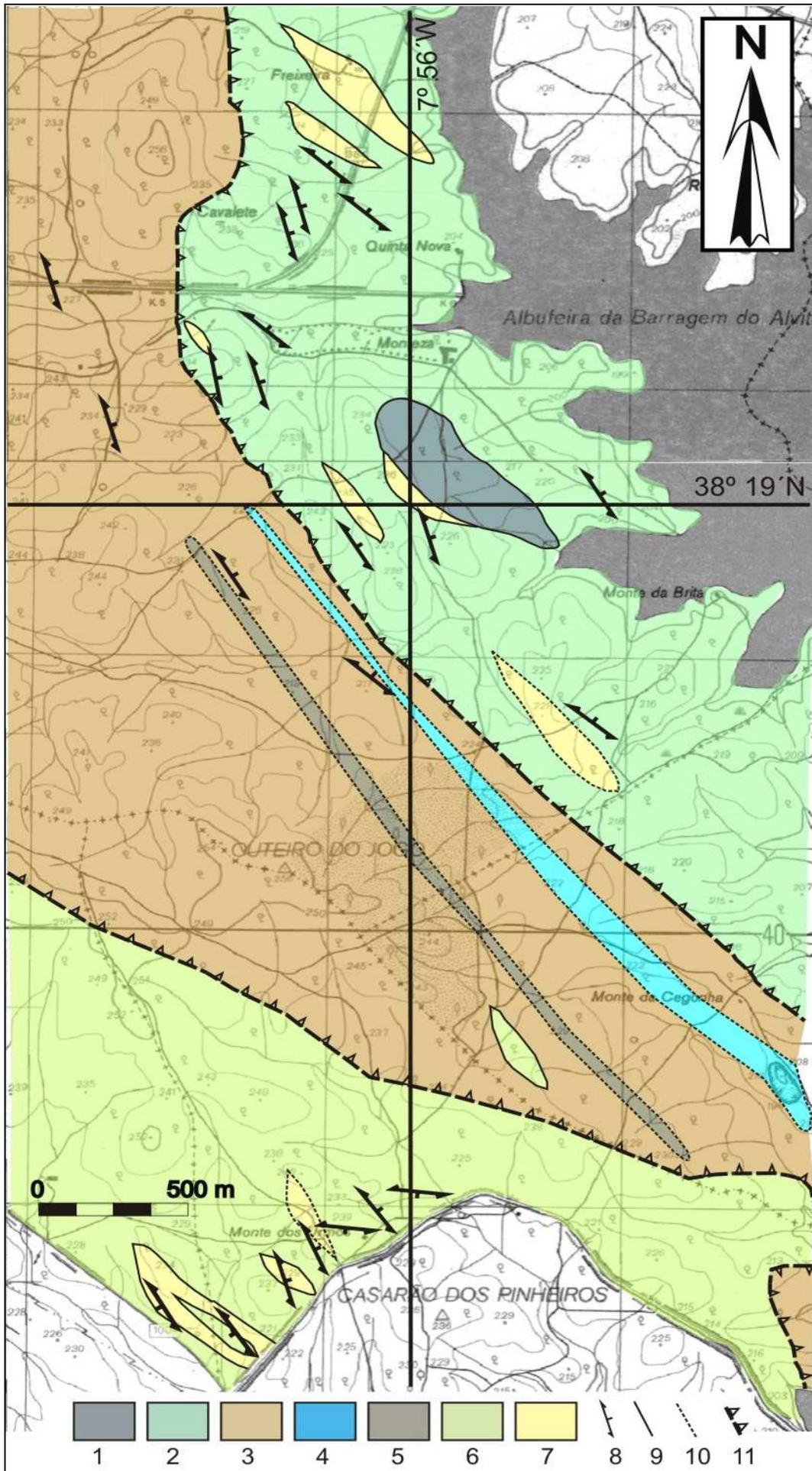


Fig. 3.8 Mapa geológico do sector de Oriola.

concluir que estes minerais tenham resultado de processos metassomáticos, que possibilitaram a fixação local de cálcio e alumínio em veios e não de um processo específico como a rodingitização, que provoca enriquecimentos em cálcio e dessilicificação nas rochas adjacentes e/ou no interior dos peridotitos serpentinizados (Coleman, 1963). Por outro lado não se poderá desprezar a presença de corpos intrusivos, pertencentes ao complexo Ígneo de Beja, nas proximidades destas rochas, cuja instalação pode ter gerado orlas de metamorfismo.

Os cumulos piroxeníticos e os metagabros encontram-se menos deformados que os metabasaltos, mas apresentam, igualmente, a foliação bem marcada. Encontram-se associados geometricamente numa mancha elíptica de direcção NW-SE, com aproximadamente 500m de comprimento por 200m de largura. Não se observa qualquer evidência de contacto mecânico entre estas litologias, o que sugere que estejam geneticamente relacionadas por processos de diferenciação e extracção magmática. Os metagabros apresentam texturas variadas, em termos de granularidade, sendo de realçar a presença de frequentes “flasergabros”. Foi ainda possível observar, numa linha de água, metagabros, fortemente meteorizados, cortados por estruturas discordantes, relativamente ao bandado magmático (diques em gabro?).

No interior da Sequência Ofiolítica afloram, ainda, intercalações de gnaisses félsicos essencialmente constituídos por feldspato e quartzo, concordantes com a geometria das rochas encaixantes, mas que mostram uma foliação milonítica fortemente penetrativa.

A Sequência Parautóctone apresenta um elevado grau de meteorização e conseqüentemente piores condições de afloramento. Com alguma dificuldade, é possível identificar gnaisses félsicos, micaxistos, rochas carbonatadas (essencialmente mármore) liditos e xistos negros. Atendendo às características gerais desta formação (*vide cap. 2.1.4.2*) verifica-se que se encontram representadas as unidades metassedimentar (micaxistos, liditos e xistos negros), dos gnaisses félsicos e carbonatada.

A Sequência Vulcano-Sedimentar, na área cartografada, encontra-se representada apenas pela unidade dos xistos verdes e anfibolitos, embora em

direcção à barragem de Alvito os metabasitos estejam associados a xistos sericitico-cloríticos, como é típico desta formação no “subdomínio” de Alvito-Viana do Alentejo-Portel. Correspondem a metabasitos maciços, por vezes com acentuada blastese de albite que se distinguem dos metabasaltos da Sequência Ofiolítica, essencialmente pela presença de quartzo de exsudação e por se apresentarem, frequentemente, em fácies anfibolítica, sendo neste caso a paragénese dominada pela anfíbola e plagioclase. Intercalados nos metabasitos ocorrem níveis de gnaisses félsicos, bastante alterados.

A foliação na Sequência Parautóctone, apesar das fracas condições de afloramento, mostra vergência para sudoeste. Atendendo ao padrão cartográfico das formações presentes em Oriola, este dado permite concluir que a Sequência Parautóctone está geometricamente sobreposta à Sequência Vulcano-Sedimentar. Devido às fracas condições de afloramento, o contacto entre estas duas formações foi marcado com base na variação de tonalidade dos solos, que reflecte a transição dos micaxistos e gnaisses da Sequência Parautóctone para os metabasitos da Sequência Vulcano-Sedimentar. O facto dos metabasitos da Sequência Vulcano-Sedimentar, junto a este contacto apresentarem um estilo de deformação com dobramento intenso e foliação milonítica (barreira da estrada de Albergaria de Fusos para a barragem de Alvito), não observado nas formações suprajacentes, indica que o contacto entre a Sequência Vulcano-Sedimentar e a Sequência Parautóctone é de natureza tectónica.

Na Sequência Ofiolítica a foliação é vergente para sudoeste variando entre $N4^{\circ}W$ e $N40^{\circ}W$ e inclinando, respectivamente, para leste ou nordeste. Junto ao contacto com a Sequência Parautóctone é possível observar um incremento na deformação, nomeadamente o desenvolvimento de foliação milonítica, bem como zonas de grande oxidação e ferruginização, que materializam o contacto, também de natureza tectónica, que coloca a Sequência Ofiolítica sobre a Sequência Parautóctone.



Fig. 3.9 – Diferentes aspectos mineralógicos e texturais dos metabasaltos do sector de Oriola.

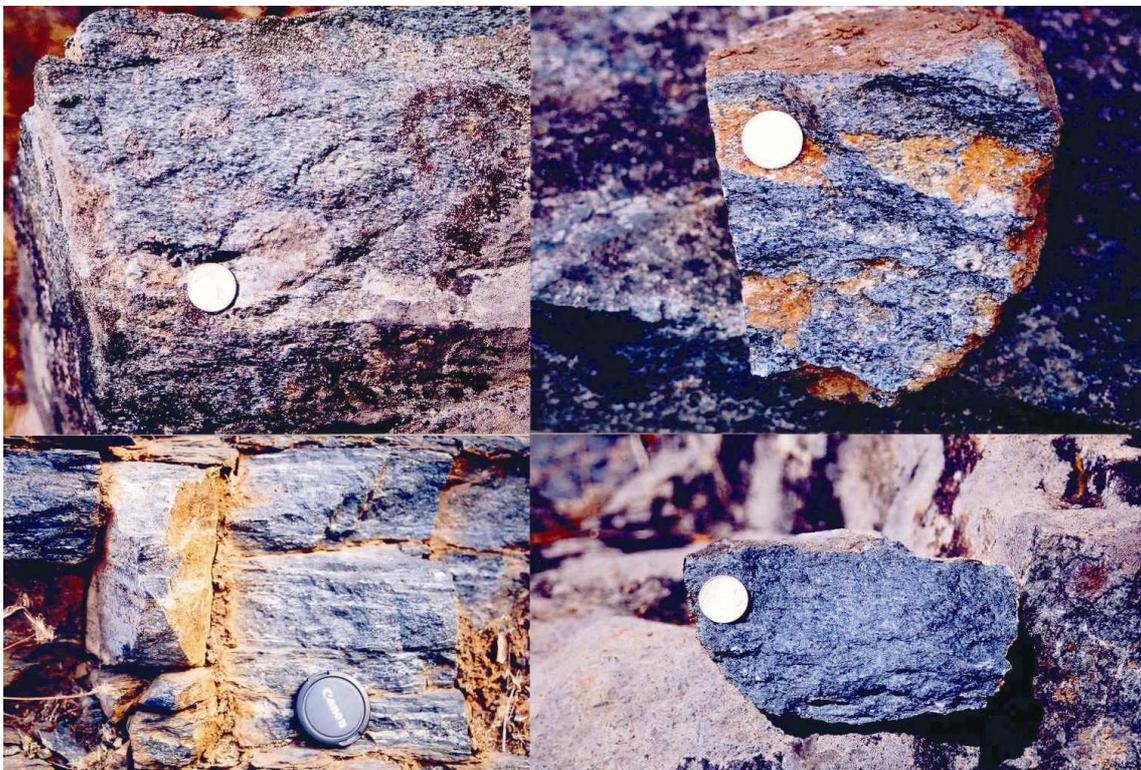


Fig. 3.10 – Aspectos texturais dos metagabros do sector de Oriola.

Assim sendo, no sector de Oriola, apesar de existirem cisalhamentos nos metabasaltos, a Sequência Ofiolítica constitui um fragmento único de crosta oceânica representada por níveis crustais superiores (basaltos) e níveis gabróicos, que apresentam variações texturais e processos de acumulação típicos de fenómenos de evolução magmática. Este fragmento de crosta oceânica encontra-se tectonicamente colocado sobre a Sequência Parautóctone. Esta é litologicamente correlacionável com a Série Negra, para as quais se admitem idades do Proterozóico superior (Carvalhosa, 1971; Oliveira *et al.*, 1991; Gonçalves & Carvalhosa, 1994). Atendendo à vergência destas formações (sequências Parautóctone e Ofiolítica) existem duas alternativas para a interpretação do referido contacto:

- a) A Sequência Parautóctone está *in situ* e em função da geometria observada o contacto com a Sequência Ofiolítica corresponde a uma falha normal; ou
- b) As sequências Ofiolítica e Parautóctone encontram-se ambas imbricadas no interior da Sequência Vulcano-Sedimentar (Complexo Filonítico de Moura), com os contactos, entre as diferentes sequências, efectuados por cavalgamentos.

A ausência, até à data, de referências a uma tectónica distensiva, neste domínio da Zona de Ossa-Morena (Rosas, 2003), e o significado geotectónico admitido para o Complexo Filonítico de Moura (Araújo, 1995) são favoráveis à segunda hipótese. Assim, este sector caracteriza-se pela ocorrência de imbricações de fragmentos de crosta oceânica e de formações mais antigas da Zona de Ossa-Morena (substrato e/ou sua cobertura?), no interior do Complexo Filonítico de Moura, posteriormente dobradas em sinforma, durante a terceira fase de deformação varisca.

3.1.3 Sector de Vila Ruiva

O sector de Vila Ruiva foi identificado como uma Sequência Ofiolítica Interna no decorrer dos trabalhos de campo realizados durante este estudo. Este sector, aflora numa área de aproximadamente 4 Km², estando a sua estrutura bem exposta ao longo de um corte com cerca de 400 m de extensão por 6 m de altura, localizado no aterro sanitário de Vila Ruiva. Em termos regionais, localiza-se nas proximidades do flanco leste do antiforma de Alvito-Viana do Alentejo.

Nas vertentes do aterro sanitário, observa-se uma sequência de metabasitos com uma anisotropia muito forte, marcada por uma intensa “rede” de cisalhamentos que chegam, inclusive, a cortarem-se mutuamente. Numa primeira análise, a distribuição dos cisalhamentos nos metabasitos sugere que se tenham instalado, aproveitando anisotropias de uma estrutura pré-existente, do tipo complexo dique em dique. Face a este argumento, o sector de Vila Ruiva poderá corresponder a um fragmento de níveis superiores de crosta oceânica, pelo que se efectuou amostragem e levantamentos cartográficos detalhados, com vista à sua caracterização.

Exceptuando as vertentes do aterro sanitário de Vila Ruiva, as condições de afloramento deste sector são, regra geral, bastante fracas. No entanto, identificaram-se litologias pertencentes à Sequência Ofiolítica, Sequência Vulcano-Sedimentar e Sequência Parautóctone (fig. 3.11).

A Sequência Ofiolítica é constituída por metabasitos na fácies dos xistos verdes (fig. 3.12); essencialmente xistos verdes, xistos cloríticos e menos frequentemente xistos anfibólicos. As texturas variam entre os termos maciços finos a termos porfíricos. Neste último caso, apresentam uma acentuada blastese de albite, que confere um carácter porfiroblástico aos metabasitos, sugerindo retrogradação a partir de fácies metamórfica de grau mais elevado. Para além de possuírem a foliação bem marcada, os metabasitos encontram-se fortemente deformados e recristalizados, sendo de destacar ainda o facto de serem cortados por veios milimétricos de albite e calcite, e por apresentarem bandas de epidoto concordantes com a atitude da foliação.

Saliente-se ainda, a relação geométrica que os metabasitos desenvolvem com os xistos da Sequência Vulcano-Sedimentar, observando-se imbricações de metabasitos no interior dos xistos e destes no interior de metabasitos (fig. 3.13).

As características acima descritas correspondem aos metabasitos do aterro sanitário de Vila Ruiva. Para sul e sudoeste, do aterro sanitário, ocorrem também rochas metabásicas, essencialmente em fácies dos xistos verdes. Nestas zonas as condições de afloramento pioram significativamente, não sendo possível efectuar caracterização litológica e estrutural com detalhe. Este condicionalismo, dificulta a separação entre diferentes tipos rochas metabásicas na fácies dos xistos verdes. Assim, optou-se por englobar todos os metabasitos em fácies dos xistos verdes na Sequência Ofiolítica, correndo-se o risco de a sobrestimar, em termos de área cartográfica, em virtude de alguns deles poderem pertencer à unidade dos xistos verdes e anfibolitos da Sequência Vulcano-Sedimentar.

No interior dos metabasitos (Monte dos Azinhais: zona sul deste sector), junto ao contacto com a Sequência Parautóctone, ocorre um corpo lenticular metabásico, orientado segundo a direcção NW-SE. Esta litologia é mineralógica e texturalmente diferente dos metabasitos da Sequência Ofiolítica, tratando-se, segundo Leal (2001), de um corpo eclogítico, ligeiramente retrogradado, mas em que a paragénese de alta pressão ainda se encontra preservada.

A Sequência Vulcano-Sedimentar encontra-se representada pela unidade dos micaxistos. Esta é constituída por xistos sericitico-cloríticos, de aspecto luzente, correspondendo aos chamados Xistos de Moura. Como foi referido, encontram-se geometricamente associados aos metabasitos, com o pormenor de também se encontrarem associados a rochas carbonatadas (mármore dolomitizados) e de apresentarem-se muito mais deformados que as rochas metabásicas. Nas zonas sul e sudoeste deste sector, respectivamente no Monte dos Azinhais e no Monte dos Luzios, apenas se consegue detectar a ocorrência dos xistos, no interior dos metabasitos, através da coloração dos solos. Dada a proximidade do contacto com a Sequência

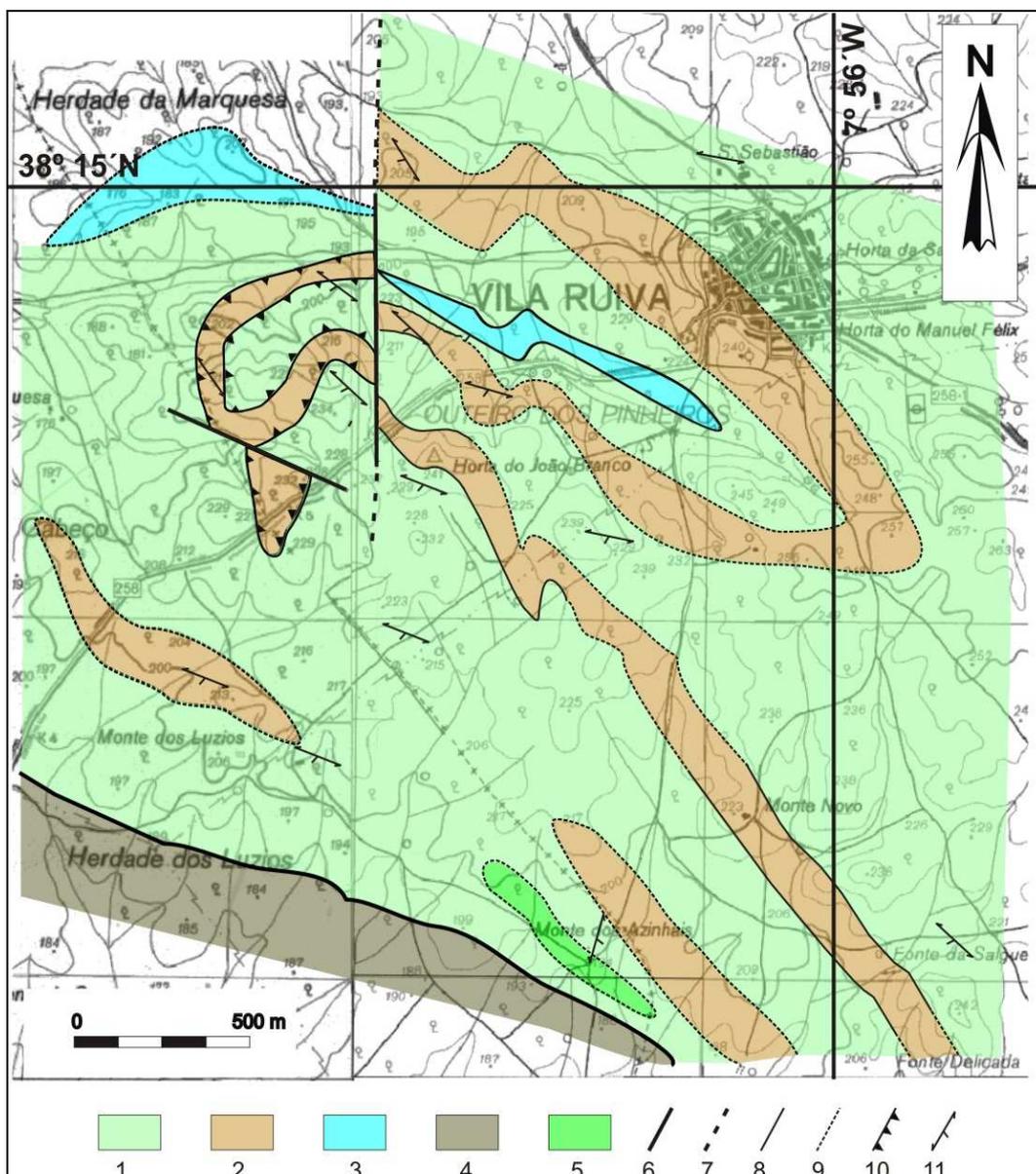


Fig. 3.11 – Mapa Geológico do sector de Vila Ruiva.

Base topográfica: Folhas 488 e 489 da Carta Militar de Portugal à escala 1/25.000.

LEGENDA:

Sequência Ofiolítica:

1 – Metabasaltos (xistos verdes com intercalações de xistos cloríticos) finos e porfíricos

Sequência Vulcano-Sedimentar da ZOM

2 – Micaxistos

Sequência Parautóctone

4 – Liditos e Xistos Negros

3 – Rochas carbonatadas; 5 – Intercalações lenticulares de Eclogitos

6 – Falha geológica; 7 – Falha geológica provável; 8 – Limite geológico; 9 – Limite geológico provável; 10 – Cisalhamento; 11 – Foliação.



Fig. 3.12 – Aspecto dos xistos verdes do sector de Vila Ruiva, neste caso afectados por vários cisalhamentos.



Fig. 3.13 – Imbricação de xistos verdes no interior de xistos sercítico-cloríticos no sector de Vila Ruiva.

Parautóctone (evidenciada pela presença de xistos negros e liditos), alguns dos xistos sericitico-cloríticos podem, eventualmente, pertencer a esta unidade. Também aqui, a ausência de afloramentos é crítica no sentido de se efectuar uma distinção entre xistos litologicamente semelhantes mas com proveniências distintas. À semelhança das rochas metabásicas, optou-se, também, por considerar a totalidade dos xistos sericitico-cloríticos como pertencentes à Sequência Vulcano-Sedimentar.

A Sequência Parautóctone aflora apenas na área sudoeste deste sector. A sua presença é detectada pela ocorrência de blocos de liditos, xistos negros e gnaisses félsicos, existindo apenas um pequeno afloramento numa linha de água.

A estrutura deste sector, na zona do aterro sanitário (fig. 3.14), é dominada por cisalhamentos, de inclinação variável, com movimentação para oeste, podendo-se analisar o sentido do movimento através de critérios cinemáticos em porfiroblastos, vergência de microdobras e estruturas “C+S”. Relativamente à foliação, esta apresenta-se com grandes variações, impostas pela acção de uma tectónica frágil. No entanto, em termos gerais, nos metabasitos e nos xistos a foliação varia entre N40°W a N70°W, inclinando para sudoeste, ao passo que na Sequência Parautóctone foi possível efectuar uma medição cuja atitude é N2°W; 38°W. Verifica-se assim, que a foliação define vergência para nordeste, contrastando, nitidamente com a vergência do sector de Oriola (fig. 3.15).

Os acidentes frágeis ocorrem segundo duas orientações preferenciais: desligamentos direitos N-S; 70°E e esquerdos N60°W; subverticais. Possuem papel preponderante na estrutura deste sector, porque provocam variações significativas na foliação.

A análise da Carta Geológica de Portugal (Folha 40-C) e as observações de campo realizadas, permitem verificar que a foliação descrita para os metabasitos, xistos e Sequência Parautóctone, mantém-se mais ou menos constante para leste e sudeste deste sector. Atendendo a este dado e à variação da atitude da foliação entre as sequências Ofiolítica e Parautóctone,

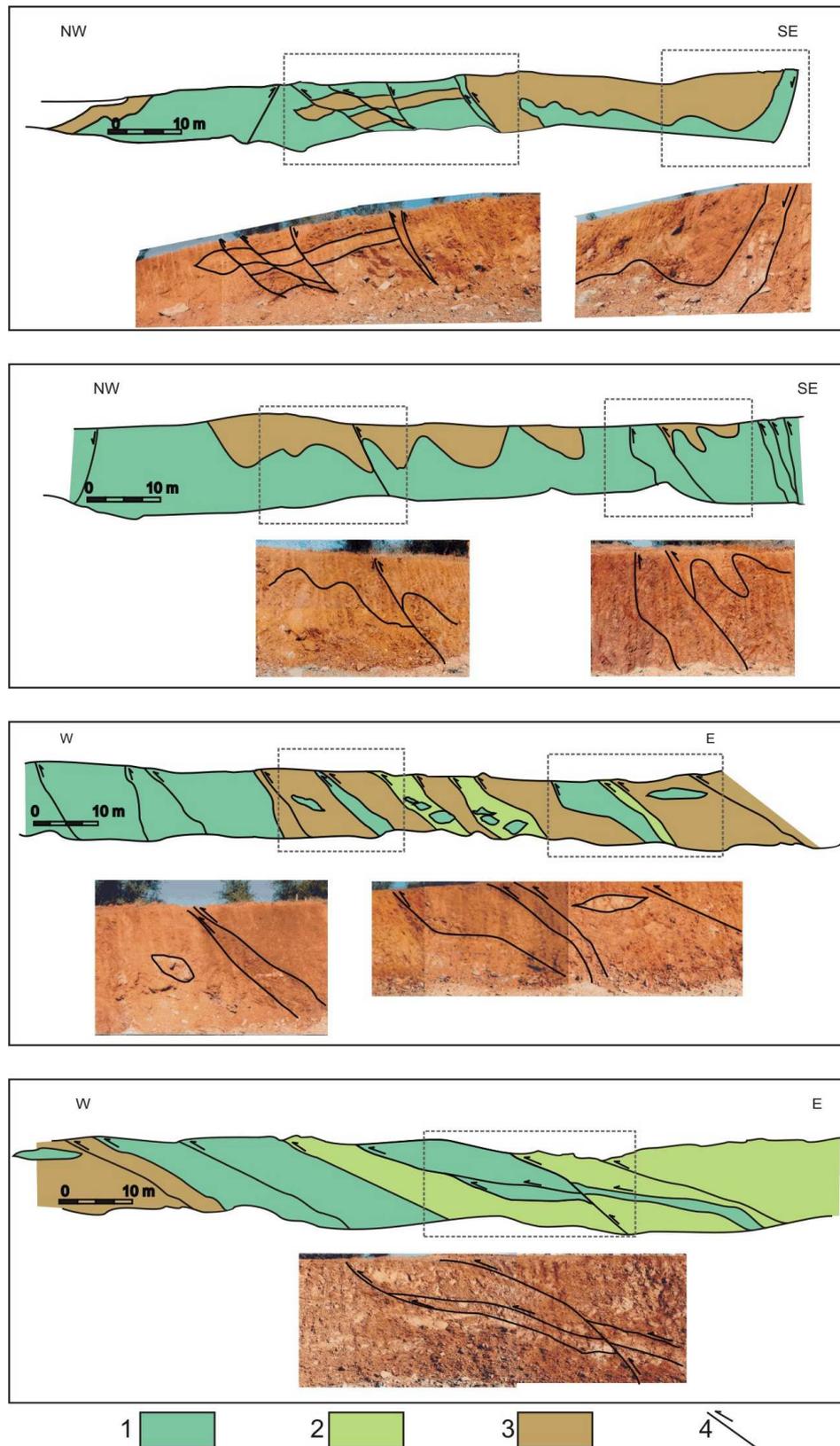


Fig. 3.14 – Cortes geológicos no sector de Vila Ruiva (vertentes do aterro sanitário). 1: xistos verdes; 2: xistos cloríticos; 3: xistos sericitico-cloríticos; 4: cisalhamentos.

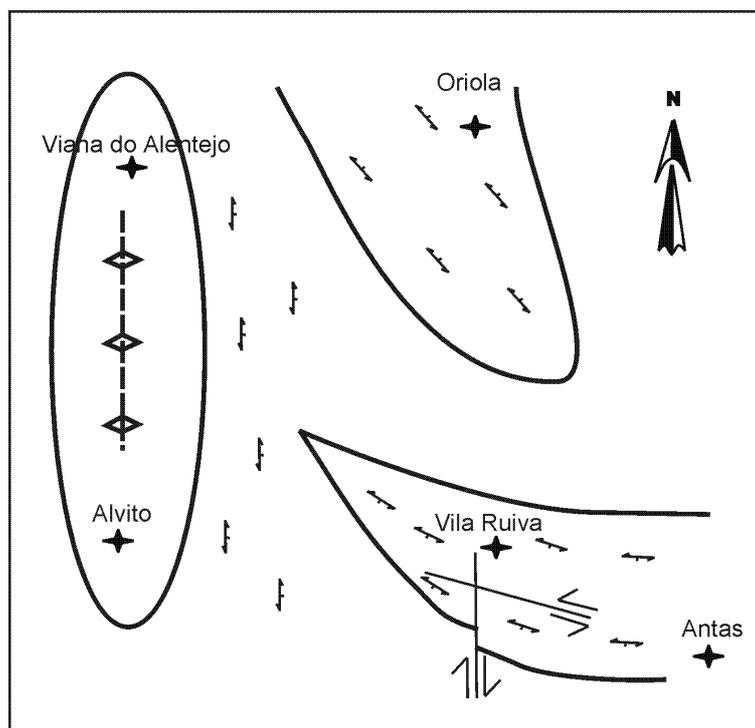


Fig. 3.15 – Esquema ilustrativo das vergências nos sectores de Oriola e Vila Ruiva.

observada em Vila Ruiva, o contacto entre estas sequências foi marcado como falha.

Quanto à cinemática deste contacto, a presença de corpos intrusivos parece influenciar directamente o tipo de movimentação. Na Carta Geológica de Portugal (Folha 40-C), o contacto entre as litologias correlacionáveis com a Sequência Parautóctone e os gabro-dioritos do Complexo Ígneo de Beja está marcado como sendo cavalgante para sudoeste, colocando a Sequência Parautóctone sobre as intrusões ígneas. Esta geometria é incongruente com a atitude generalizada da foliação (vergente para nordeste) na zona sudoeste do sector de Vila Ruiva, pelo que se pode especular sobre a existência de cavalgamentos com movimentação contrária, ou seja, vergentes para nordeste, resultantes da instalação dos maciços ígneos.

Assim sendo, caso estas considerações estejam correctas e dada a proximidade do Complexo Ígneo de Beja com o contacto entre a Sequência Parautóctone e a Sequência Ofiolítica (marcado como falha) também a

vergência, neste caso, poderá ser cavalgante para nordeste, por influência directa da instalação dos corpos intrusivos, o que estaria concordante com a atitude da foliação.

Dada a ausência de relações “pseudo-estratigráficas” coerentes, a natureza ofiolítica deste sector só poderá ser confirmada através da análise litogeoquímica. Caso se confirme a sua natureza ofiolítica, o sector de Vila Ruiva corresponderá a um fragmento de crosta oceânica, nomeadamente aos níveis superiores (complexo de dique em dique?), imbricado no interior do Complexo Filonítico de Moura, com evidências claras de ter sido afectado por intensa deformação dúctil e frágil.

3.1.4 Sector de Antas

Na Carta Geológica de Portugal folha 40-C (Viana do Alentejo) são feitas referências a explorações abandonadas de amianto. Estas referências são indicativas da presença de rochas ultrabásicas, e estiveram na origem da identificação deste sector como uma Sequência Ofiolítica Interna (Araújo, 1995; Fonseca, 1995).

O sector de Antas aflora numa área com aproximadamente 2 Km de extensão por 1,5 Km de largura, sendo o fragmento ofiolítico, das Sequências Ofiolíticas Internas, mais completo e melhor preservado. A cartografia realizada permitiu individualizar e caracterizar as diferentes unidades litológicas da Sequência Ofiolítica e os xistos da Sequência Vulcano-Sedimentar (fig. 3.16).

A Sequência Ofiolítica é constituída por rochas básicas e ultrabásicas. As rochas ultrabásicas correspondem a werlitos e dunitos. Afloram, essencialmente, sob a forma de blocos, por vezes de dimensões métricas, no interior de depressões resultantes de exploração de amianto (fig. 3.17). Encontram-se serpentinizados e apresentam texturas resultantes de processos de acumulação. Nas zonas de menor serpentinação, os peridotitos, estão

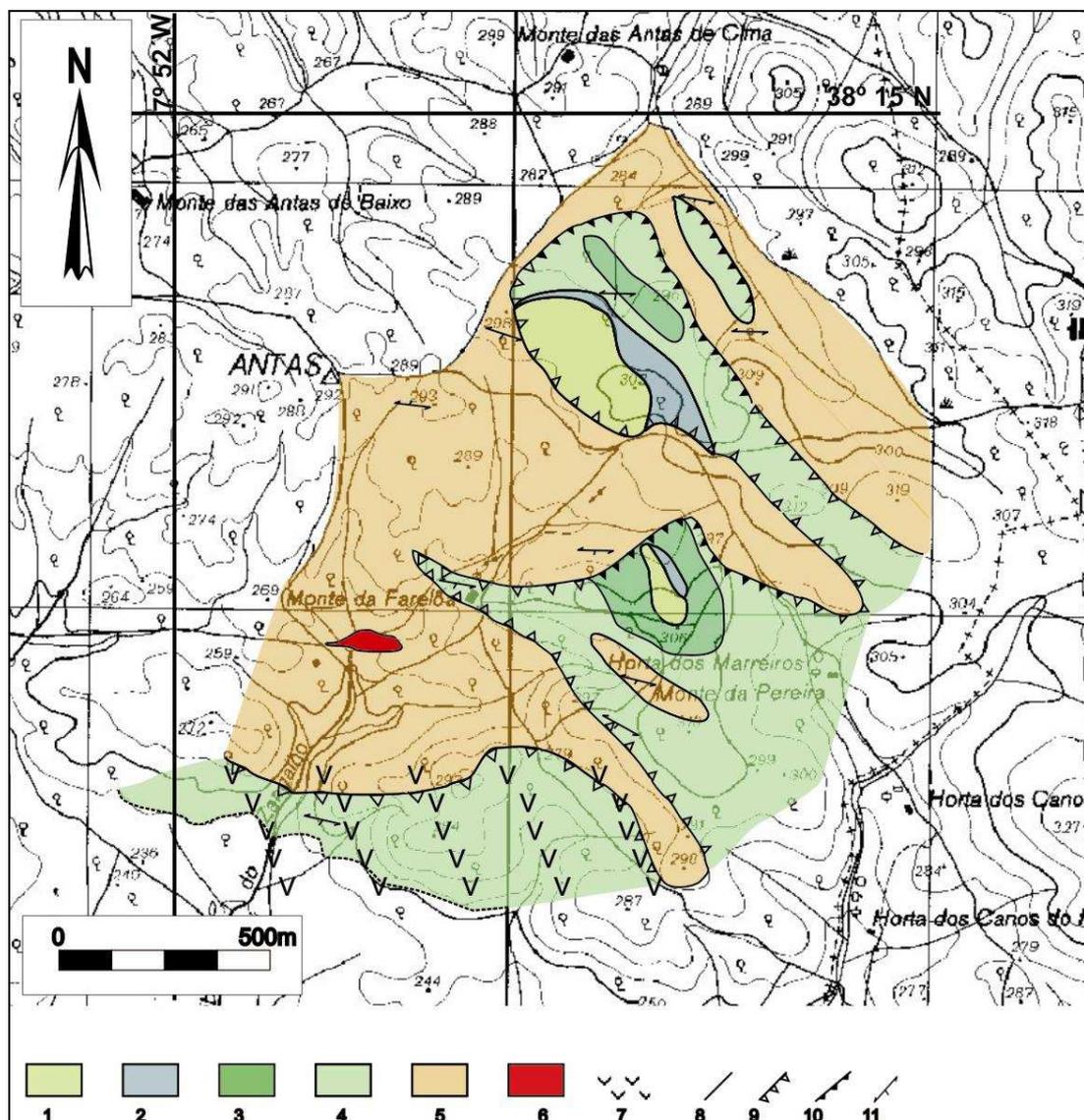


Fig. 3.16 – Mapa Geológico do sector de Antas.
Base topográfica: Folha 489 da Carta Militar de Portugal à escala 1/25.000.

LEGENDA:

Sequência Ofiolítica:

- 1 – Rochas Ultrabásicas
- 2 – Metagabros
- 3 – Metabasaltos porfíricos (xistos verdes)
- 4 – Metabasaltos (xistos verdes)

Sequência Vulcano-Sedimentar:

- 5 - Micaxistos

- 6 – Granodiorito do Complexo Ígneo de Beja; 7 – Orla metamórfica; 8 – Limite geológico;
- 9 – Cisalhamento provável; 10 – Cisalhamento; 11 – Foliação.

tectonizados, não sendo, no entanto, possível concluir quanto à cinemática deste processo devido ao facto de não ocorrerem *in situ*.

Os metagabros (fig.3.18) correspondem essencialmente a “flasergabros”, regra geral equigranulares de grão fino a grão grosseiro, com a foliação bem marcada, sendo possível observar localmente metagabros fortemente tectonizados. A principal característica desta unidade litológica é a presença de várias intrusões de diques de grão fino que cortam as litologias metagabróicas.

Os diques apresentam uma composição mineralógica dominada pela plagioclase e hornblenda. Encontram-se menos deformados que os metagabros e variam desde veios milimétricos anastomosados, a diques centimétricos com nítidas margens de arrefecimento.

Cartograficamente os metagabros associam-se às rochas ultrabásicas. Com efeito, foi possível identificar intrusões de rochas gabróicas no interior dos peridotitos (fig. 3.19), resultantes de processos de diferenciação magmática. Esta característica é extremamente importante, porque mostra uma relação genética entre os termos peridotíticos e gabróicos, análoga à descrita para os processos magmatogénicos responsáveis pela formação de crosta oceânica (Juteau and Maury, 1999).

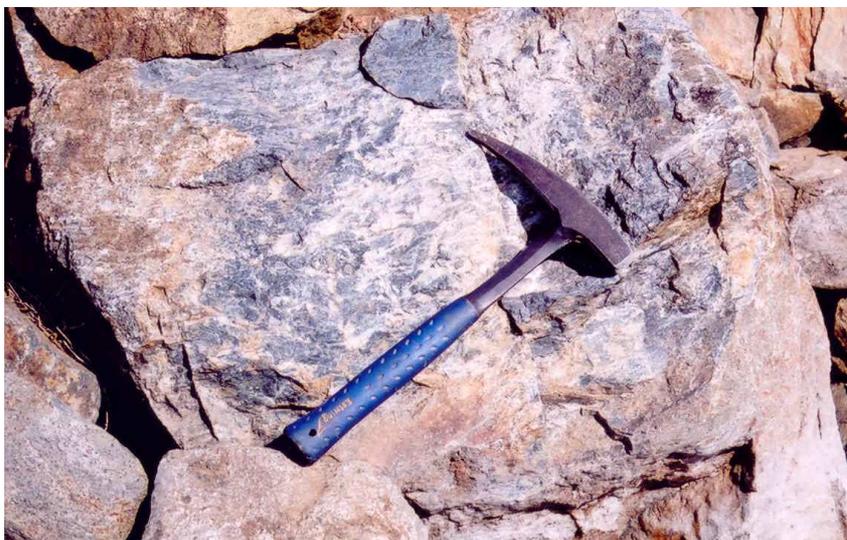


Fig. 3.17 – Peridotitos serpentizados do sector de Antas.

Por último, ocorrem ainda na Sequência Ofiolítica metabasaltos, transformados em xistos verdes (fig. 3.20). Apresentam-se com a foliação bem marcada; distinguem-se termos finos e porfíricos com porfiroblastos de albite. Associam-se espacialmente aos metagabros e peridotitos, sem evidências de contactos tectónicos entre estas unidades. Possuem um gradiente de deformação, que aumenta em direcção ao contacto com os xistos da Sequência Vulcano-Sedimentar, marcado pelo desenvolvimento de uma foliação milonítica e dobras muito apertadas. Os melhores afloramentos para analisar as características dos metabasaltos localizam-se na zona nordeste deste sector. Para sul e sudeste existem também metabasitos, na fácies dos xistos verdes, que nos poucos e fracos afloramentos (elevado estado de alteração) existentes não mostram variações petrográficas dignas de registo. Assim optou-se por colocar estes litótipos na unidade dos metabasaltos, apesar de não ser possível determinar qualquer tipo de relação entre estas litologias e os metagabros e/ou peridotitos.

A Sequência Vulcano-Sedimentar é constituída pelos xistos sericitico-cloríticos, da unidade dos micaxistos, os quais encontram-se bastante deformados e meteorizados. Refira-se ainda, a presença de um corpo ígneo intrusivo granodiorítico, que aflora a sul do Monte da Farelôa. Este corpo faz parte do cortejo intrusivo do Complexo Ígneo de Beja, instalado a sul deste sector. Para além desta ocorrência, a influência do Complexo Ígneo de Beja faz-se sentir também através de metamorfismo de contacto, que produz uma orla metamórfica nos xistos e nos metabasaltos localizados na zona meridional deste sector.

Em termos gerais a foliação ocorre segundo a direcção E-W, inclinando para sul, sendo concordante com a rotação sinistrógida da estrutura observada no sector de Vila Ruiva. A vergência faz-se para norte (fig. 3.21), podendo ser determinada com base no estiramento mineral, vergência de microdobras e estruturas "C+S".

As fracas condições de afloramento dificultaram a marcação do contacto entre a Sequência Ofiolítica e a Sequência Vulcano-Sedimentar. Na grande



Fig. 3.18 – Aspecto geral dos metagabros no sector de Antas. Nas fotografias superiores observam-se vários diques que cortam os metagabros.

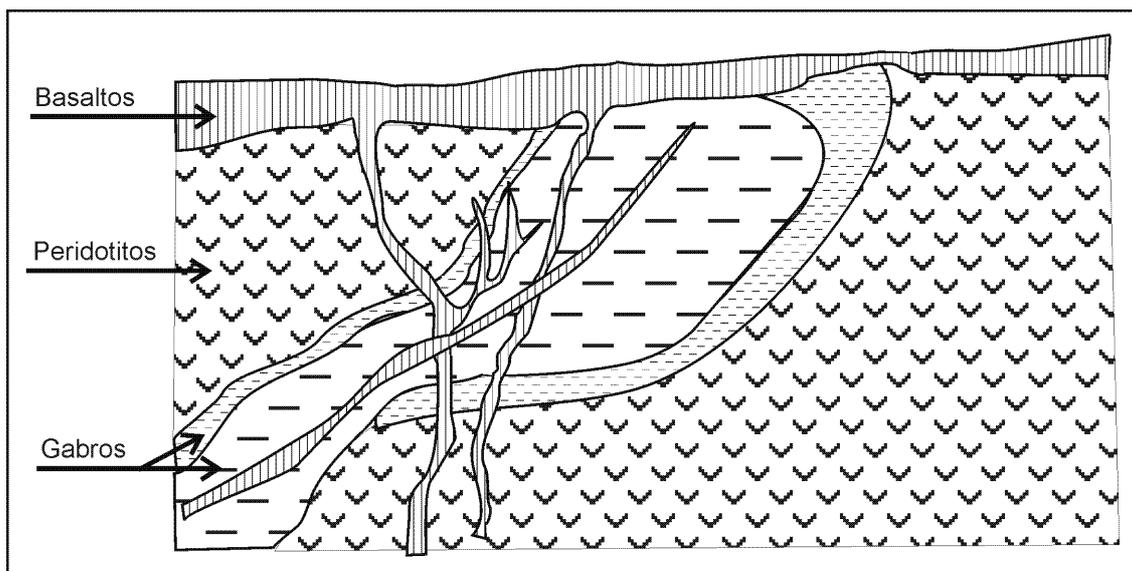


Fig. 3.19 – Esquema ilustrativo das relações geométricas entre as diferentes unidades da Sequência Ofiolítica no sector de Antas.

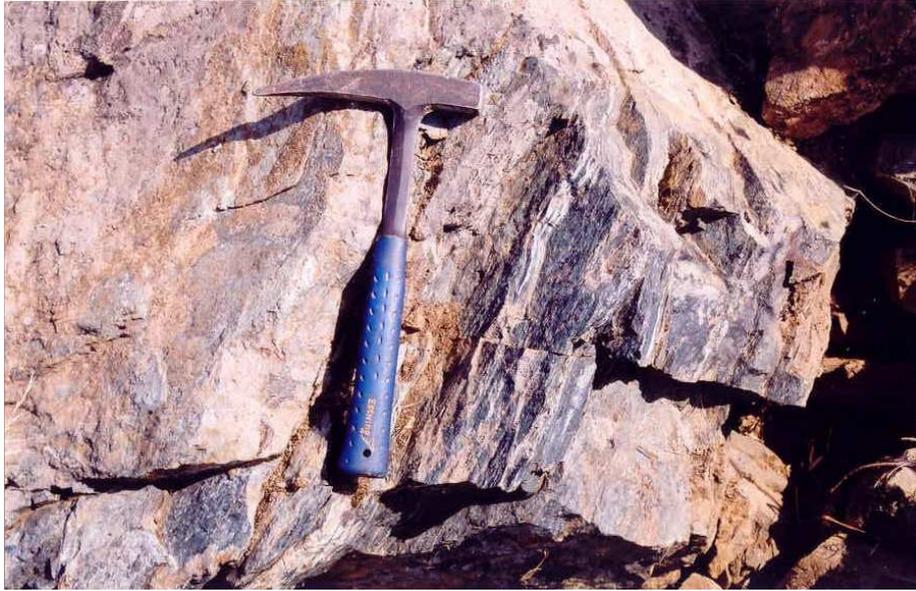


Fig. 3.20 – Aspecto geral dos metabasaltos finos no sector de Antas

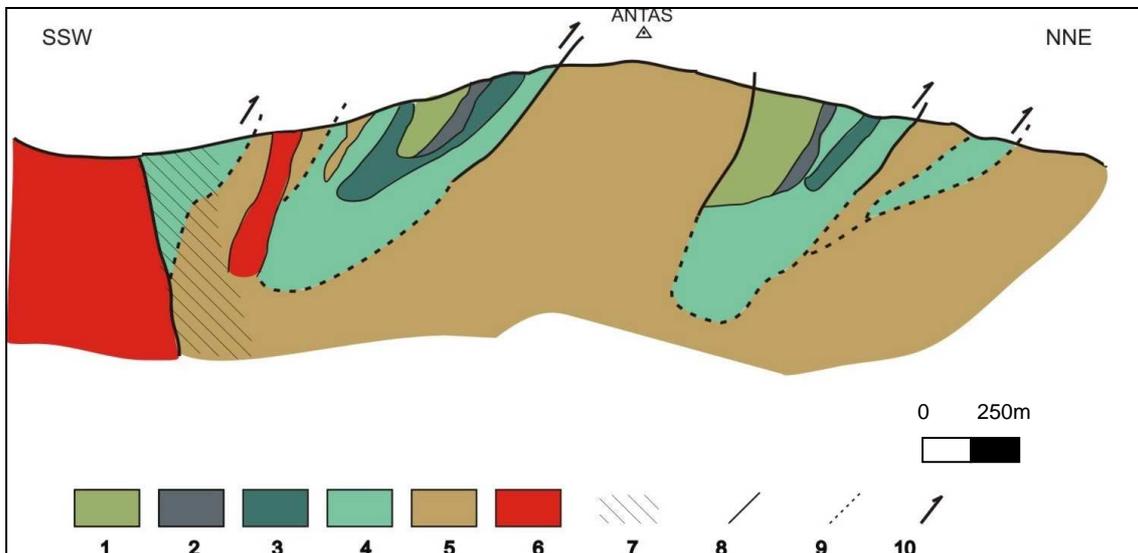


Fig. 3.21 – Corte geológico esquemático do sector de Antas

Sequência Ofiolítica:

1 – Rochas Ultrabásicas; 2 – Metagabros; 3 – Metabasaltos porfiríticos (xistos verdes);
4 – Metabasaltos (xistos verdes)

Sequência Vulcano-Sedimentar:

5 - Micaxistos

6 – Granodiorito do Complexo Ígneo de Beja; 7 – Orla metamórfica; 8 – Limite geológico ou cisalhamento; 9 – Limite geológico ou cisalhamento prováveis; 10 – Sentido do cisalhamento.

maioria dos casos foi marcado com base na variação de coloração dos solos, que traduz a passagem dos metabasitos aos xistos. Por outro lado, nas suas proximidades os metabasaltos encontram-se muito mais deformados, com critérios cinemáticos que mostram transporte para norte. Assim, interpretou-se o referido contacto como um cisalhamento maior, responsável pela imbricação da Sequência Ofiolítica, como um fragmento de crosta oceânica, no interior do Complexo Fílonítico de Moura.

A Sequência Ofiolítica no sector de Antas apresenta uma “pseudo-estratigrafia” quase completa, relativamente à definição clássica de ofiolito. As relações entre as diferentes unidades sugerem heterogeneidades resultantes de processos de diferenciação magmática semelhantes às descritas para os ofiolitos tipo “LOT”, como é o caso do ofiolito da Liguria (*vide* fig. 3.3). A ocorrência de metabasaltos em contacto directo com peridotitos e de gabros no interior de peridotitos, resulta da acção directa dos processos magmáticos e não de desmembramentos tectónicos. No entanto, as anisotropias magmáticas, resultantes do contacto entre os diferentes litotipos, funcionam durante a tectonogénese varisca como zonas preferenciais para a acomodação da deformação, tornando a Sequência Ofiolítica ainda mais heterogénea.

3.1.5 Sector de Santana

À semelhança do sector de Antas, também este sector foi identificado devido à ocorrência de amianto associado a rochas ultrabásicas (Araújo, 1995; Fonseca, 1995). Em Santana, estas ocorrências apresentam um desenvolvimento considerável, tendo inclusive sido exploradas (mina de Santana) até ao início da década de oitenta, do século passado.

A cartografia realizada no sector de Santana (fig. 3.22) centralizou-se, essencialmente, na zona da mina onde afloram a Sequência Ofiolítica e a Sequência Vulcano-Sedimentar. Na Sequência Ofiolítica individualizaram-se rochas ultrabásicas e metabasaltos como unidades principais, enquanto que a

Sequência Vulcano-Sedimentar encontra-se representada pela unidade dos micaxistos e pela unidade dos xistos verdes e anfibolitos.

As rochas ultrabásicas constituem uma unidade bastante homogênea e compacta que apresenta, no mínimo, cerca de quatro metros de espessura. Aflora nas paredes da mina ou em blocos nas escombreliras resultantes dos processos de desmonte. É constituída por peridotitos, de aspecto maciço, essencialmente dunitos, fortemente serpentizados, tendo a serpentina desenvolvido-se sob a forma de núcleos e/ou veios (fig. 3.23). Localmente os peridotitos são cortados por estruturas magmáticas intrusivas, diques e pegmatóides representando rochas básicas de granularidade variável (fig. 3.24).

A unidade dos metabasaltos encontra-se geometricamente subjacente às rochas ultrabásicas. É constituída por metabasitos, recristalizados na fácies dos xistos verdes com a foliação muito bem marcada. Mineralogicamente são dominados pela presença de albite, clorite, actinolite e epídoto, enquanto que texturalmente apresentam texturas maciças com granularidades finas, esporadicamente médias, ocorrendo também termos porfíricos.

Entre os peridotitos e os metabasaltos, junto ao limite nordeste da mina nas valas de drenagem da estrada municipal para Santana, ocorre um pequeno afloramento lenticular (2m de extensão por 0,5m de espessura) de rochas gabróicas extremamente meteorizadas e deformadas. Estas mostram texturas tipo “flasergabros” com granularidades médias a grosseiras. Apesar do elevado estado de alteração, observa-se um bandado metamórfico resultante da alternância de minerais máficos e plagioclase. A ocorrência de rochas gabróicas no sector de Santana, não constitui novidade; Araújo *et al.* (1994) referem a presença de “flasergabros” sob a forma de blocos junto ao limite sudoeste da mina de Santana. Actualmente esta zona encontra-se coberta por materiais de origem antropogénica, não sendo possível determinar se os metagabros estendem-se para sudoeste da mina *in situ*.

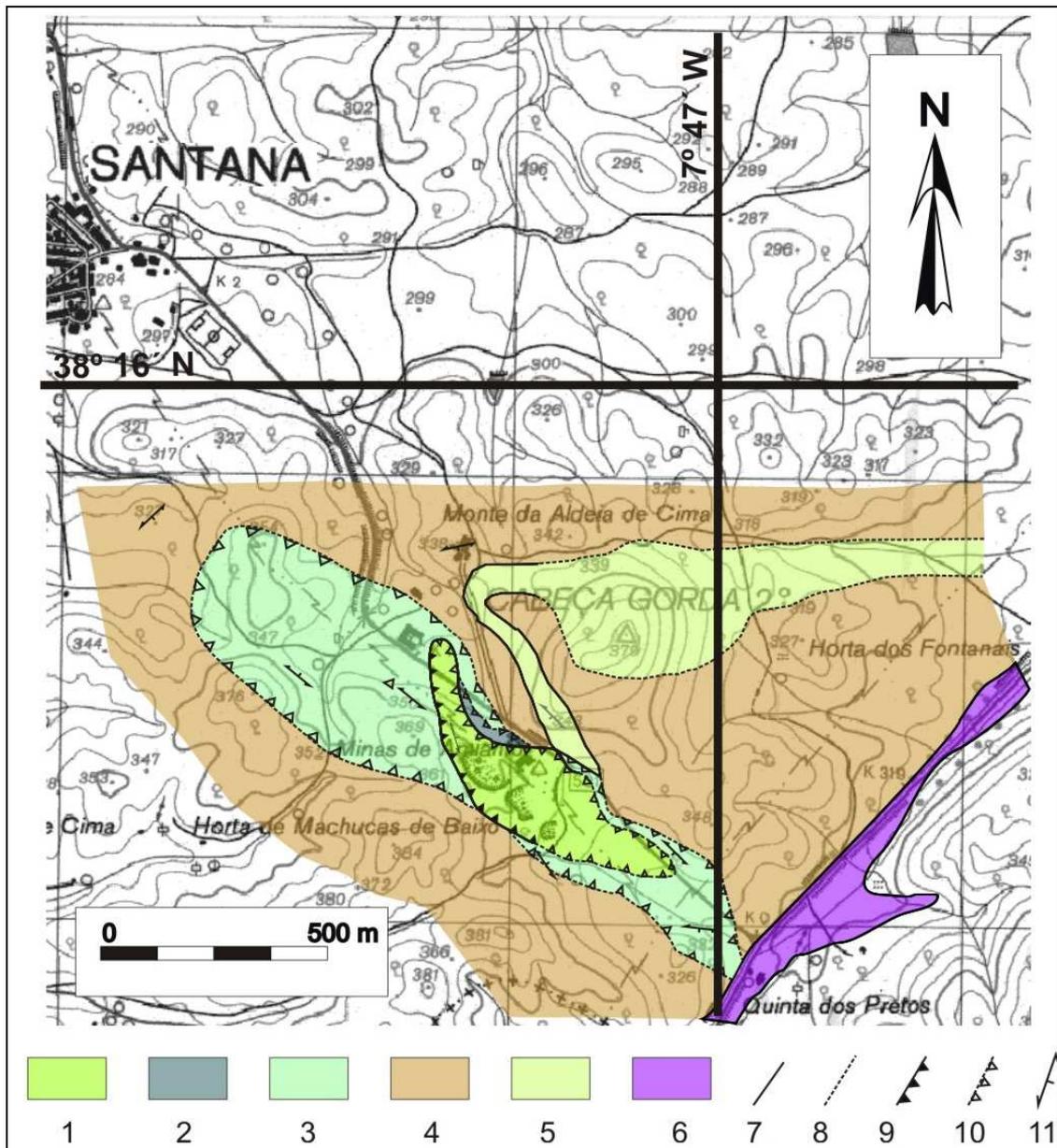


Fig. 3.22 – Mapa Geológico do sector de Santana
Base topográfica: Folha 489 da Carta Militar de Portugal à escala 1/25.000.

LEGENDA:

Sequência Ofiolítica:

- 1 – Rochas ultrabásicas
- 2 – Metagabros
- 3 – Metabasaltos (xistos verdes) essencialmente porfíricos

Sequência Vulcano-Sedimentar:

- 4 – Micaxistos
- 5 – Xistos Verdes e Anfibólitos
- 6 – Dolerito da Messejana; 7 – Limite geológico; 8 - Limite geológico provável;
- 9 – Cavalgamento; 10 – Cavalgamento provável; 11 – Foliação.



Fig. 3.23 – Pormenor da serpentinização nos peridotitos do sector de Santana.



Fig. 3.24 – Intrusões de diques e estruturas pegmatóides nos peridotitos do sector de Santana.

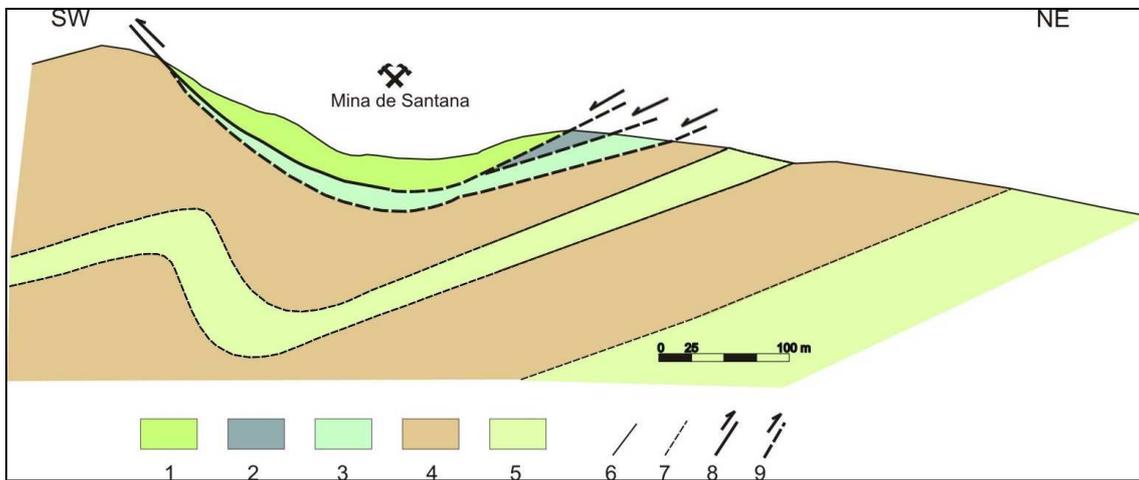


Fig. 3.25 – Corte geológico esquemático do sector de Santana.

Seqüência Ofiolítica:

1 – Rochas ultrabásicas; 2 – Metagabros; 3 – Metabasaltos (xistos verdes) essencialmente porfiríticos

Seqüência Vulcano-Sedimentar:

4 – Micaxistos; 5 – Xistos Verdes e Anfibolitos

6 – Limite geológico; 7 - Limite geológico provável; 8 – Cavalgamento;

9 – Cavalgamento provável.

A unidade dos micaxistos é constituída por xistos sericitico-cloríticos, de aspecto luzente, com características mineralógicas e texturais idênticas às descritas para os outros sectores. A unidade dos xistos verdes e anfibolitos apresenta-se bastante deformada, sendo constituída por rochas metabásicas cuja mineralogia é dominada pela presença de plagioclase, anfíbola (horneblenda) e quartzo. A presença de quartzo bem como o aspecto maciço, que estes metabasitos apresentam, foram os critérios utilizados na separação entre as rochas metabásicas da Sequência Ofiolítica e da Sequência Vulcano-Sedimentar.

Relativamente à estrutura, a análise da foliação neste sector mostra variações que definem a ocorrência de um sinforma, orientado segundo a direcção NW-SE, cujo núcleo corresponde à zona da mina de Santana (fig. 3.25).

O contacto entre as rochas ultrabásicas e os metabasaltos da Sequência Ofiolítica é tectónico. No flanco sudoeste do sinforma (zona sudoeste da mina) observa-se um acidente com orientação N14°W; 38°E, cuja lineação (L_x 26°, 120°) indica movimentação cavalgante para noroeste (fig. 3.26). Este acidente não se observa no flanco nordeste, devido à fraca qualidade dos afloramentos. No entanto, a sua presença é inferida devido à maior silicificação exibida pelos metabasaltos, junto ao contacto com as rochas ultrabásicas, bem como pela análise da foliação e vergência de dobras, com eixos subhorizontais (fig. 3.27), que indicam uma cinemática compatível com a observada no referido acidente. Os metagabros, posicionados entre os metabasitos e os peridotitos, também parecem estar limitados por acidentes tectónicos, dado que as zonas de contacto encontram-se fortemente meteorizadas e fracturadas.

Quanto ao contacto entre a Sequência Ofiolítica e a Sequência Vulcano-Sedimentar, apesar de não aflorar parece ser, também, de origem tectónica. Observa-se um gradiente de deformação nos xistos da Sequência Vulcano-Sedimentar que aumenta em direcção ao referido contacto.

Assim, o sector de Santana corresponde a um fragmento de litosfera oceânica constituído por litótipos ultrabásicos (peridotitos) associados a níveis

crustais de natureza basáltica, não se observando a “pseudo-estratigrafia” clássica dos ofiolitos. Os contactos entre as diferentes unidades são de natureza tectónica, possivelmente aproveitando anisotropias geradas durante os processos magmáticos, verificando-se que a Sequência Ofiolítica encontra-se colocada tectonicamente como um “klippe” sobre o Complexo Filonítico de Moura, tendo sido posteriormente dobrado em sinforma.

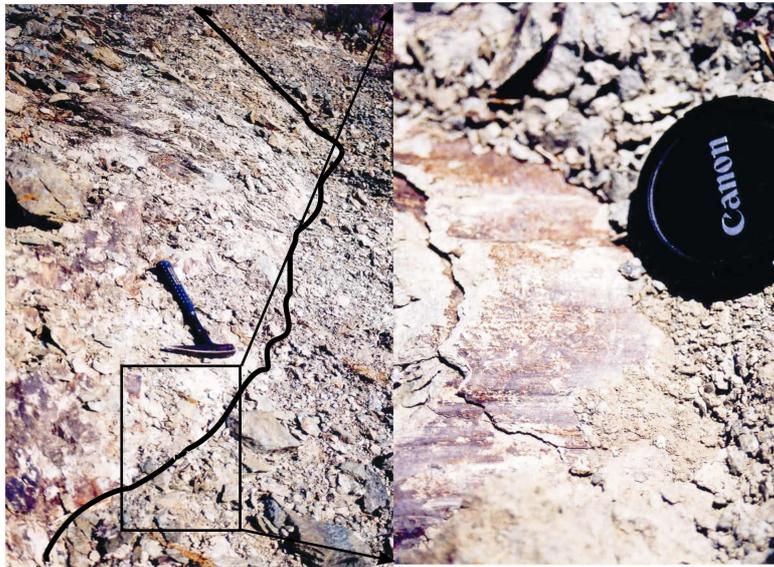


Fig. 3.26 – Plano de acidente e pormenor da lineação indicativa de movimentação cavalgante para NW.

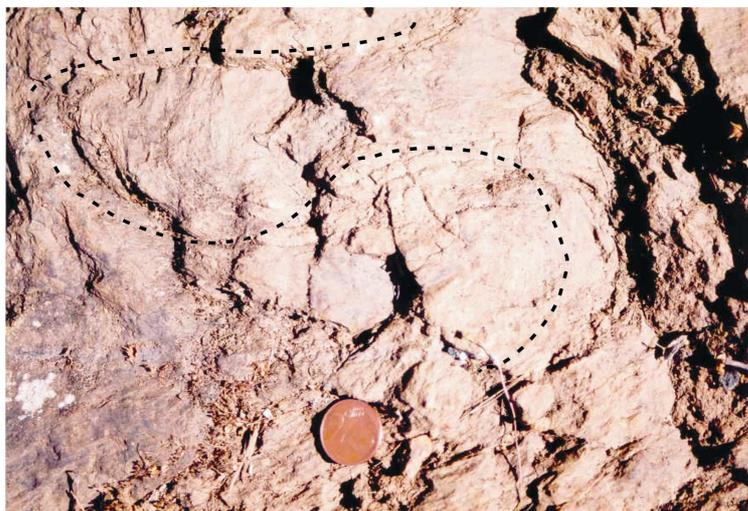


Fig. 3.27 – Dobras com eixos subhorizontais em xistos verdes fortemente alterados.

3.2 Petrografia

No subcapítulo anterior descreveram-se as características petrográficas macroscópicas das litologias das Sequências Ofiolíticas Internas, analisadas durante os levantamentos cartográficos. Seguidamente, apresenta-se a análise petrográfica microscópica, de forma a detectarem-se aspectos paragenéticos e/ou texturais originais que permitam recolher informação sobre os protólitos ígneos das Sequências Ofiolíticas Internas.

3.2.1 Rochas Peridotíticas

As rochas peridotíticas correspondem às rochas ultrabásicas referidas para os sectores de Antas e de Santana. Tratam-se, de dunitos e werlitos.

a) Dunitos

Inicialmente os dunitos correspondiam a cumulos de olivina hipidiomórfica, de dimensões submilimétricas, com clinopiroxena intersticial intercumulus (fig. 3.28). As características texturais exibidas permitem considerar estas rochas como ortocumulos, segundo a nomenclatura de Irvine (1982). No entanto, a principal característica desta litologia é a forte serpentinização exibida. A serpentina ocorre como pseudomorfose da olivina, desenvolvendo texturas pseudomórficas reticulares (“mesh textures”). Apresenta hábito fibroso, com crescimento radial para o interior das pseudomorfoses. Estas, apresentam-se pouco deformadas, sendo que nos seus núcleos a serpentina ocorre, também, em veios e/ou em microaglomerados maciços, que se intersectam aleatoriamente. As características ópticas da serpentina fibrosa, nomeadamente o hábito e o

alongamento positivo dos cristais, sugerem tratar-se de crisótilo, enquanto que nas zonas maciças a presença esporádica de cristais com hábito lamelar pode indicar a presença de antigorite.

De todas as amostras estudadas, apenas se identificou um microcristal de olivina, bastante alterado, envolvido por minerais opacos, no interior das massas de serpentina. Apesar da olivina encontrar-se totalmente serpentizada, a forma subeuédrica e as dimensões iniciais deste nesossilicato encontram-se marcadas pelas pseudomorfoses de serpentina, bem como pela presença de minerais opacos, anfíbola metamórfica e misturas isotrópicas de serpentina e clorite, que tendem a concentrar-se nos bordos das pseudomorfoses. Assim, verifica-se que inicialmente a olivina corresponderia a cerca de 90% da composição modal destas rochas, contactando com a clinopiroxena e com os minerais opacos.

A clinopiroxena ocorre sob a forma de cristais xenomórficos em torno das pseudomorfoses de olivina, preenchendo os espaços intersticiais intercumulus. Apresenta-se com frequentes inclusões de minerais opacos ao longo das clivagens e fracturas, bem como parcialmente coberta por uma poalha avermelhada (óxidos e hidróxidos de ferro), que lhe confere um aspecto turvo. As características ópticas, tais como cor castanha clara, ausência de pleocroísmo, birrefragência e carácter biáxico positivo com ângulos $2V$ entre os 30° e os 40° , indicam, no seu conjunto, composições tipo diópsido-augite. No contacto, quer com as pseudomorfoses de olivina, quer com os minerais opacos em torno das mesmas, a clinopiroxena encontra-se envolvida por uma franja submilimétrica de anfíbola metamórfica e clorite, que traduz a actuação dos processos metamórficos regionais sobre estas rochas.

Relativamente aos minerais opacos, a sua forma e aspecto sugerem a existência de duas gerações de minerais: uma geração a envolver as pseudomorfoses de olivina e outra sob a forma de cristais isolados no interior da clinopiroxena e das massas de serpentina. A primeira geração apresenta-se com os bordos corroídos e parece resultar dos processos de cristalização, parecendo ser posterior à olivina e anterior à clinopiroxena, enquanto que a segunda geração trata-se nitidamente de uma fase tardia.

Realce ainda, para a presença de brucite sob a forma de microcristais incolores, por vezes fibrosos. Esta fase mineralógica encontra-se associada à serpentina, resultando dos fenómenos de hidratação responsáveis pela serpentinização. Este processo e a presença de pseudomorfoses pouco deformadas sugerem que a serpentinização (provocada pela água do mar?) tenha ocorrido a temperaturas, significativamente, mais baixas, que as temperaturas de equilíbrio da paragénese inicial (olivina + clinopiroxena + 1ª geração de minerais opacos), modificando apenas a composição e preservando a forma dos minerais pré-existentes. Segundo O'Hanley (1996) a curva da reacção forsterite + água \leftrightarrow serpentina + brucite ocorre entre 350° C e 560° C, respectivamente a 1 e 30 Kbar, enquanto que a acção da água do mar sobre a forsterite normalmente não ocorre a temperaturas superiores a 400° C. Por outro lado, o incremento do componente faialite na composição das olivinas baixa as temperaturas de reacção (Deer, *et al.*, 1992). Assim sendo, a serpentinização deve ter ocorrido a temperaturas relativamente mais baixas que as temperaturas de cristalização, das fases cumulus e intercumulus, podendo estar associada à segunda geração de minerais opacos, nitidamente mais tardia.

b) Werlitos

Os werlitos são os peridotitos mais abundantes das Sequências Ofiolíticas Internas. A paragénese ígnea é essencialmente constituída por olivina e clinopiroxena (fig. 3.29), em proporções modalmente equivalentes, ou com ligeiro predomínio da clinopiroxena. Para além da paragénese ígnea, nos werlitos, é possível observar, também, fenómenos de serpentinização parcial e uma paragénese, essencialmente constituída por anfíbola metamórfica, albite e clorite, que se sobrepõe à paragénese ígnea.

A olivina ocorre em xenocristais ou em agregados cristalinos, com dimensões entre as milésimas de milímetro e os 2 milímetros. Apresenta-se

fortemente fracturada e parcialmente serpentinizada, sendo a serpentinização mais evidente nos agregados cristalinos. Os bordos, regra geral, encontram-se envolvidos e alterados por misturas constituídas por clorite e anfíbola metamórfica. São frequentes as inclusões de minerais opacos no interior de fracturas e nos bordos da olivina, sendo que neste último caso mimetizam a forma original dos cristais. Em termos de propriedades ópticas, as olivinas são biáxicas, com ângulos 2V elevados que permitem, em alguns casos, determinar sinais ópticos positivos indicativos de composições magnesianas, tipo crisótilo ou hialossiderite (Deer *et al.*, 1992).

A clinopiroxena, nos locais em que a paragénese metamórfica não se sobrepõe à mineralogia ígnea, ocorre em contacto com a olivina, cristalizando em torno desta. Apresenta-se sob a forma de cristais tabulares, anédricos, com dimensões submilimétricas a milimétricas. Junto aos cisalhamentos os cristais mostram-se deformados e desenvolvem formas porfiroclásticas sigmoidais (fig.3.30).

Na transição entre a clinopiroxena e a olivina observa-se uma orla submilimétrica formada por anfíbola incolor. São frequentes as inclusões de minerais opacos, essencialmente, ao longo das fracturas e clivagem da clinopiroxena, que conjuntamente com a paragénese metamórfica corroem e alteram os cristais deste inossilicato, conferindo-lhes um aspecto geral esquelético e turvo. As características ópticas analisadas, nas zonas de menor alteração – birrefragência, carácter e sinais ópticos, ângulos 2V e de extinção – indicam composições transicionais entre o diópsido e a augite, ou seja, composições essencialmente calco-magnesianas.

A paragénese metamórfica, como foi referido, é constituída por anfíbola e clorite. A anfíbola ocorre sob a forma de minerais aciculares cujas características indicam composições tipo tremolite/actinolite. Quer a clorite, quer a anfíbola apresentam um aspecto límpido e encontram-se sempre associadas, desenvolvendo, por vezes, aspectos texturais semelhantes a intercrescimentos simplectíticos. Envolvem totalmente a paragénese ígnea, que se destaca no seio da matriz metamórfica pela diferença de relevo entre as fases mineralógicas que constituem as diferentes paragéneses.

Os minerais opacos, para além das ocorrências na olivina e clinopiroxena, encontram-se também associados à paragénese metamórfica; a cristalização tardia sugere tratarem-se de opacos de baixa temperatura. No entanto, junto à olivina existem minerais opacos que pela sua forma e aspecto (anédricos e corroídos) podem estar relacionados com a cristalização da olivina e/ou piroxena.

3.2.2 Cumulados Piroxeníticos

Os cumulados piroxeníticos encontram-se essencialmente associados às rochas metagabroicas, embora possam ocorrer, também, em veios mili e centimétricos, separados por cisalhamentos, no interior das rochas peridotíticas. Petrograficamente correspondem a clinopiroxeníticos, por vezes monominerálicos. A clinopiroxena é o mineral dominante e apresenta-se sob a forma de cristais incolores, sem qualquer tipo de zonamento, com dimensões a variarem entre os 2 e os 5 milímetros. As características ópticas, tais como, carácter biáxico positivo, ângulos de extinção e $2V$, respectivamente, de 40° e 50° , permitem inferir, composições tipo diópsido-augite, ou seja, composições dominadas pela presença dos catiões cálcio e magnésio. Em alguns casos é possível verificar que a clinopiroxena é subeuédrica (fig.3.31), com os contactos entre os diferentes cristais efectuados por faces bem definidas. No entanto, a forma inicial dos cristais encontra-se, frequentemente, obliterada pela paragénese metamórfica. Esta sobrepõe à mineralogia inicial, corroendo os seus bordos, orlando-a ou desenvolvendo-se no interior de fracturas e clivagens. Nos cristais deformados as fases hidratadas desenvolvem-se, preferencialmente, nas caudas dos porfiroclastos, conferindo aspectos sigmóidais à clinopiroxena.

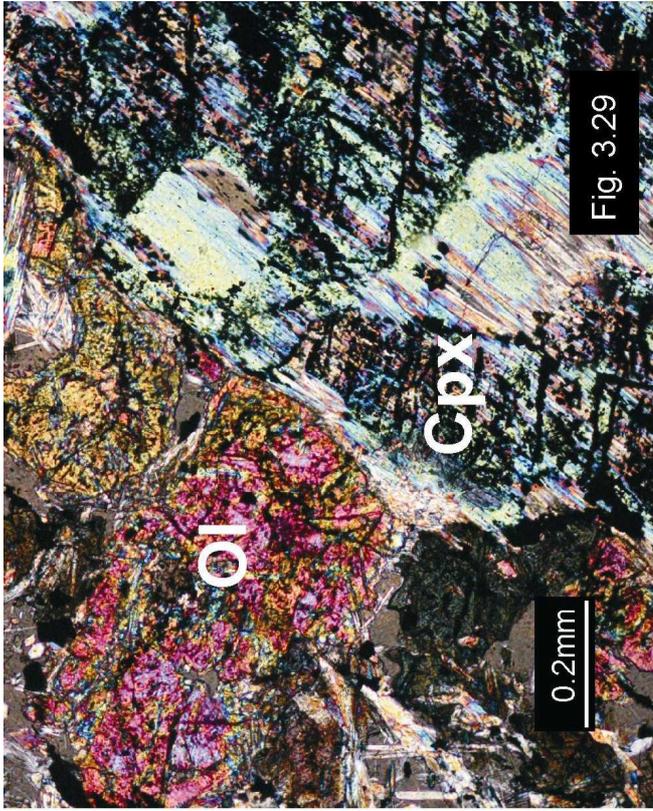


Fig. 3.29

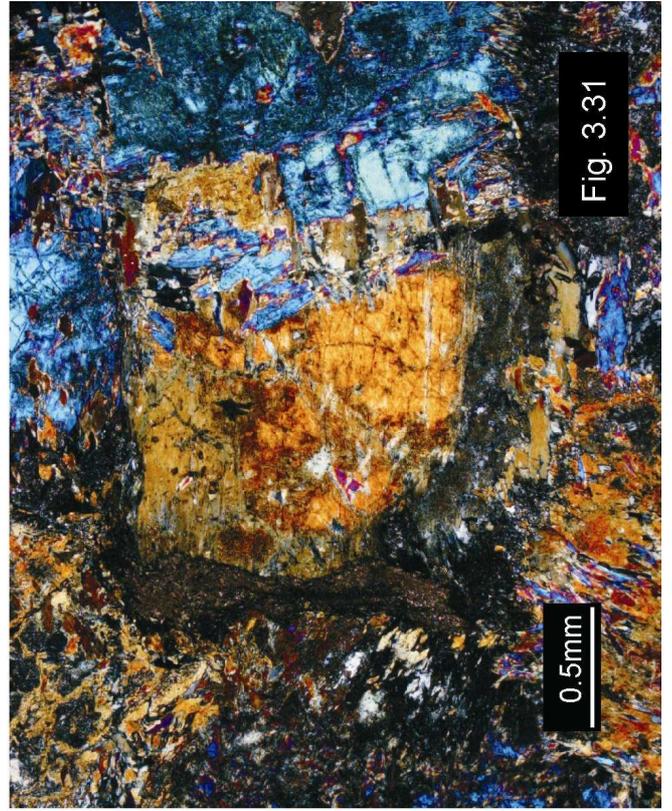


Fig. 3.31

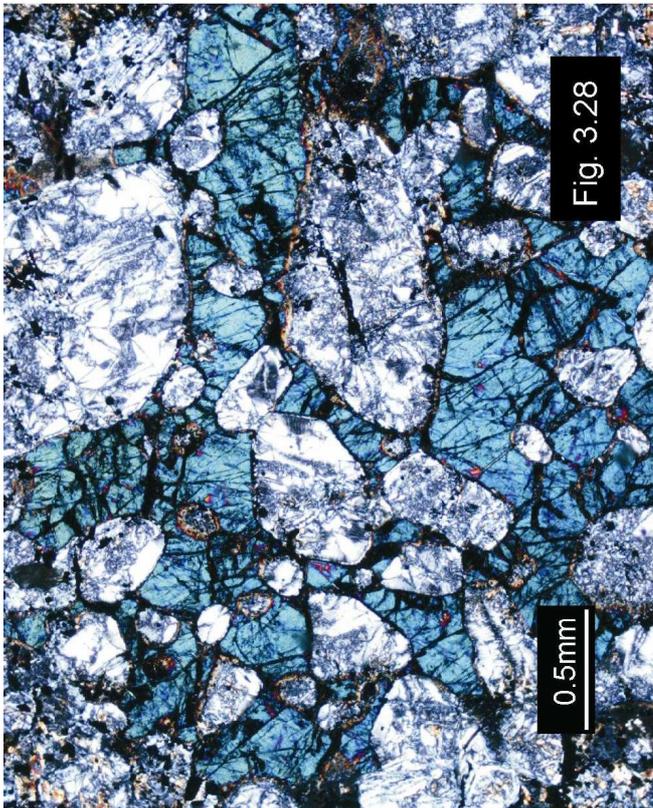


Fig. 3.28

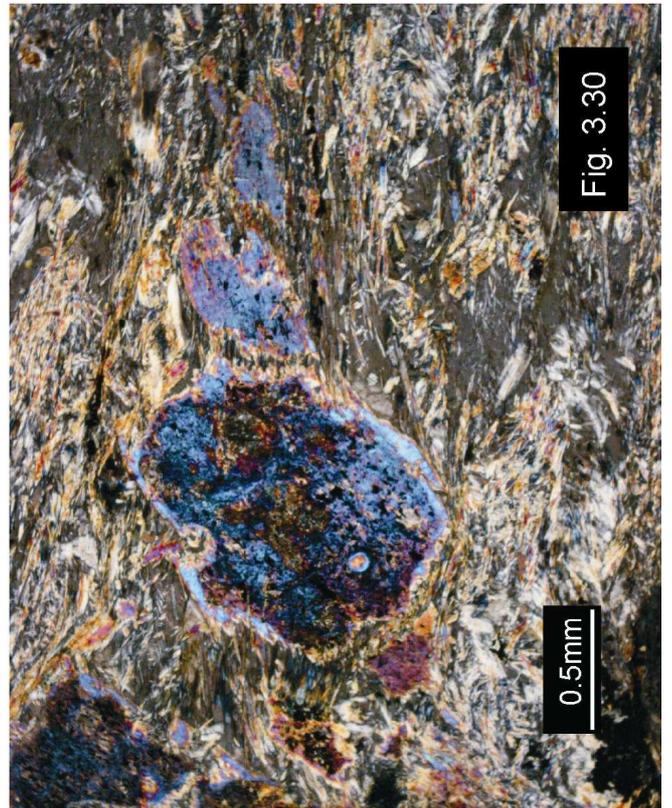


Fig. 3.30

O grande desenvolvimento da fracção cumulada e a quase ausência da fracção intercumulus, permite classificar este tipo de cumulados piroxeníticos, segundo a classificação de Irvine (1982), como adcumulados. A fracção intercumulus, quando está presente, corresponde a uma fase acessória constituída por plagioclase. Com efeito, a percentagem deste tectossilicato, não ultrapassa os 5% da composição modal destas rochas. Ocorre sob a forma de cristais xenomórficos submilimétricos, entre cristais de clinopiroxena, normalmente pouco deformados e envolvidos pela paragénese metamórfica. Em dois cristais de plagioclase foi possível determinar composições labradoríticas, por aplicação do método das maclas de Carlsbad-Albite (Kerr, 1977; Deer *et al.*, 1992).

Os dados apresentados permitem concluir que os cumulados piroxeníticos formaram-se por cristalização de um líquido magmático básico, tendo ocorrido cristalização generalizada de clinopiroxena, provavelmente a temperatura constante dada a ausência de cristais zonados, ao que se seguiu formação de plagioclase. Esta forma-se a partir de um líquido intercumulus, volumetricamente bastante inferior ao líquido da fase cumulus, podendo inclusive corresponder a um subproduto resultante da cristalização de clinopiroxena.

A paragénese metamórfica dispõe-se em torno da mineralogia primária, ou no interior desta, aproveitando anisotropias. Atinge grande expressão junto às zonas de cisalhamento. Corresponde a uma associação típica da fácies dos xistos verdes (Miyashiro, 1994) sendo constituída por albite, clorite e anfíbola

Fig. 3.28 – Aspecto textural de dunito (nicóis X). Os cristais de olivina estão tão totalmente serpentinizados e envolvidos por clinopiroxena intercumulus.

Fig. 3.29 – Pormenor da olivina e clinopiroxena nos werlitos, com características texturais que indicam cristalização em equilíbrio (nicóis X).

Fig. 3.30 – Werlito (nicóis X). Pormenor de porfiroclasto de clinopiroxena deformado e envolvido por paragénese metamórfica.

Fig. 3.31 – Cumulado piroxenítico (nicóis X). Pormenor de clinopiroxena subeuédrica envolvida por paragénese metamórfica.

metamórfica, cujas características apontam para composições actinolíticas. Apesar destas fases mineralógicas encontrarem-se em equilíbrio textural, a albite e a anfíbola, que frequentemente apresentam crescimentos simplectíticos, predominam relativamente à clorite. Em alguns cristais isolados a anfíbola mostra um ligeiro zonamento do núcleo para o bordo, com variações na cor e na intensidade do pleocroísmo que correspondem, respectivamente, a uma passagem da actinolite para a tremolite. Este tipo de zonamento é coerente com as condições termodinâmicas estabelecidas para a fácies dos xistos verdes (Maruyama *et al.*, 1983), não sendo sintomático da ocorrência de uma fácies metamórfica de grau mais elevado. Associada à paragénese metamórfica, como fases acessórias, ocorrem minerais opacos, epídoto, esfena, carbonatos e quartzo. Estes dois últimos minerais estão geneticamente relacionados com as zonas de cisalhamento e tendem a ocorrer, preferencialmente, no interior de veios milimétricos.

3.2.3 Rochas Metagabróicas

As rochas metagabróicas constituem um conjunto que apresenta uma variedade petrográfica considerável, tendo-se identificado nas amostras estudadas, gabros *sensu stricto*, gabros olivínicos, gabros anfibólicos e “flasergabros”. Correspondem essencialmente a termos mesocratas com texturas granulares finas a grosseiras. A recristalização metamórfica varia desde a fácies dos xistos verdes, permitindo, analisar as características primárias das paragénese gabróicas, até recristalizações mais intensas, nomeadamente em fácies anfibolítica, que transformam as rochas metagabróicas em anfibolitos.

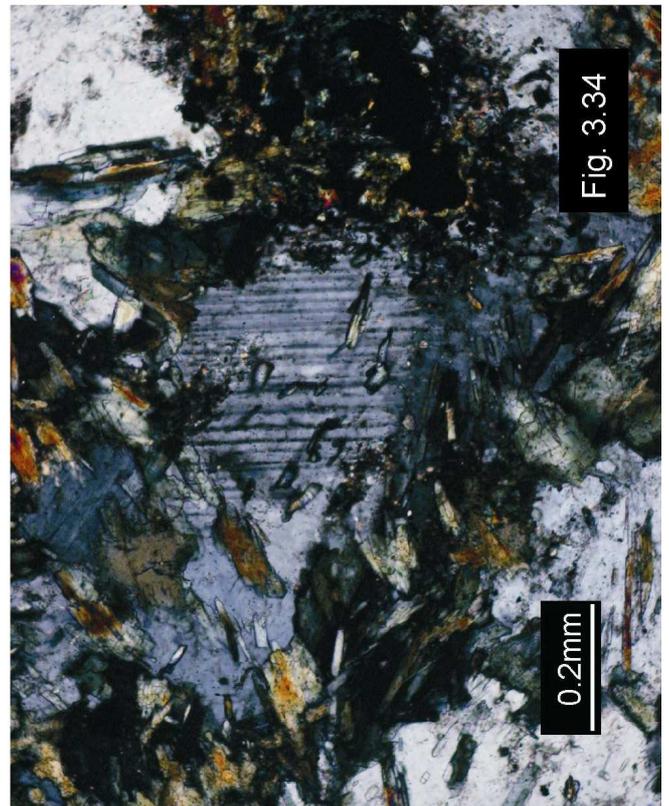
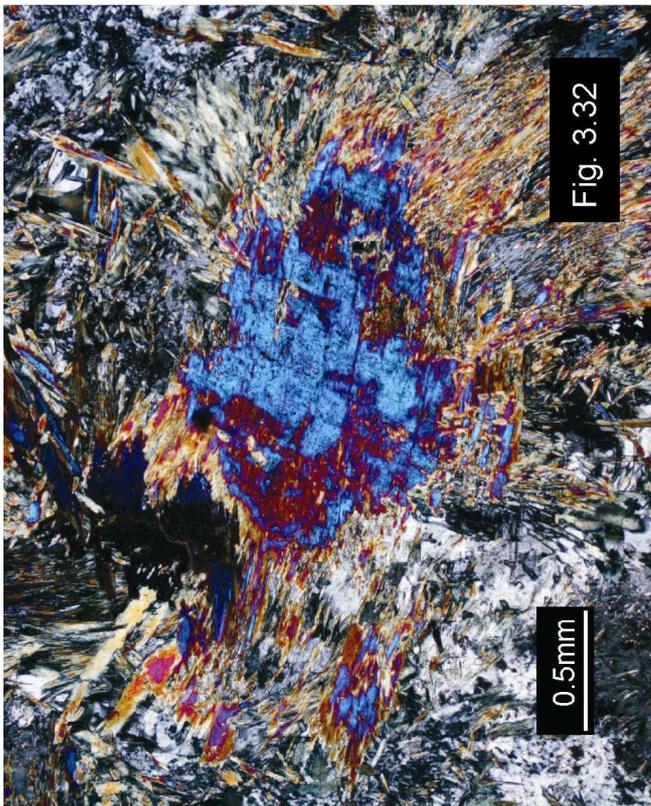
A presença de olivina foi detectada apenas em duas amostras (ANT-1-7 e ANT-1-9) devido à ocorrência de núcleos de serpentinização, orlados por minerais opacos e por clinopiroxena. No interior da serpentina observam-se relíquias de olivina, fortemente alterada, com dimensões micrométricas. Os

núcleos de serpentina contactam, por vezes, de forma rectilínea com a clinopiroxena, sugerindo tratarem-se de pseudomorfose de olivina. Para além da dimensão das relíquias deste nesossilicato, também a alteração constituída por clorite e poalha avermelhada (óxidos e hidróxidos de ferro) dificultam a identificação do tipo de olivina presente. No entanto a sua ocorrência, embora vestígal, é condição suficiente para classificar esta variedade petrográfica como gabros olivínicos.

A clinopiroxena conjuntamente com a plagioclase são minerais essenciais nas rochas metagabroicas. A clinopiroxena ocorre sob a forma de porfiroclastos hipidiomórficos com dimensões máximas de 5 milímetros, ou em xenocristais no interior da matriz primária (fig. 3.32). As suas características encontram-se bem preservadas na fase porfiroclástica, onde a recristalização metamórfica não é tão acentuada. Os cristais são incolores a ligeiramente acastanhados e não evidenciam qualquer tipo de pleocroísmo ou de zonamento, indicativo de modificações composicionais. As restantes características permitem concluir, à semelhança das rochas peridotíticas e dos cumulos piroxeníticos, tratarem-se de clinopiroxenas calco-magnesianas, tipo diópsido-augite.

Os porfiroclastos encontram-se deformados (fig. 3.33), desenvolvendo formas alongadas sigmóidais, com caudas assimétricas essencialmente constituídas por fases metamórficas hidratadas. Com excepção dos contactos com as pseudomorfoses de olivina, a clinopiroxena porfiroclástica encontra-se totalmente envolvida por anfíbola, clorite e albite, sendo frequente apresentar-se fracturada, com inclusões de minerais opacos e anfíbola metamórfica ao longo das clivagens e fracturas.

Os xenocristais de clinopiroxena da matriz ígnea encontram-se preservados nas zonas de menor recristalização metamórfica. Apresentam características ópticas idênticas à fase porfiroclástica. A clinopiroxena da matriz encontra-se em contacto com a plagioclase, com os contactos entres estas fases a mostrarem adaptações mútuas, sugerindo cristalização em equilíbrio.



A plagioclase corresponde a cristais anédricos, de aspecto turvo, com composições, determinadas segundo o método das maclas de Carlsbad-Albite (Kerr, 1977; Deer *et al.*, 1992), entre os componentes bitownite e andesina (fig.3.34). Os termos mais cálcicos ocorrem nos metagabros em que a percentagem modal de clinopiroxena é maior, enquanto que os termos mais sódicos ocorrem nos gabros anfibólicos. Relativamente à plagioclase metamórfica, apresenta-se em cristais anédricos límpidos e com características que a permitem identificar como albite.

Nos gabros anfibólicos, a anfíbola primária ocorre sob a forma de cristais isolados xenomórficos, com dimensões máximas de 5 milímetros, conferindo um aspecto poicilítico a estas rochas. Nos restantes metagabros ocorre em agregados microcristalinos, no seio da matriz ígnea, como mineral subordinado à clinopiroxena e plagioclase (fig. 3.35). Em ambos os casos apresenta-se pleocróica, com tonalidades castanhas e verdes, sendo identificada como horneblenda. Nos bordos, encontra-se envolvida por actinolite, geneticamente relacionada com o processo metamórfico. A horneblenda é posterior à clinopiroxena, e conseqüentemente à plagioclase mais cálcica, correspondendo à sequência normal de cristalização de minerais máficos em rochas gabróicas (Bowen, 1926; *in* Irvine, 1982). No interior das clinopiroxenas, a anfíbola corresponde a um subproduto de transformação parcial dos inossilicatos anidros. Ocorre em quantidades vestígias e mostra variações dos núcleos para os bordos que indicam, respectivamente, composições horneblêndicas e actinolíticas. Com o aumento da proporção modal da anfíbola horneblêndica, nos gabros *sensu stricto* para os gabros anfibólicos, verifica-se que a percentagem de clinopiroxena diminui, enquanto que a plagioclase torna-se mais sódica, apresentando composições tipo andesina.

Fig. 3.32 – Metagabro (nicóis X). Xenocristal de clinopiroxena parcialmente transformado por anfíbola metamórfica.

Fig. 3.33 – Metagabro (nicóis X). Porfiroclasto de clinopiroxena envolta por foliação milonítica.

Fig. 3.34 – Metagabro (nicóis X). Cristal anédrico de plagioclase Ca-Na da matriz ígnea.

Fig. 3.35 – Metagabro (nicóis X). Cristal de anfíbola horneblêndica em torno de cristal de plagioclase Ca-Na.

A anfíbola metamórfica ocorre em crescimentos simplectíticos com a albite, ou a envolver a mineralogia primária, separadamente ou em conjunto com a restante paragénese metamórfica. Nas simplectites tratam-se de hornblendas verdes, enquanto que no segundo caso correspondem a actinolites. A restante paragénese metamórfica é constituída por clorite, minerais opacos, epídoto, esfena e carbonatos. O epídoto, esfena e carbonatos ocorrem em quantidades bastante restritas, enquanto que a clorite é uma fase ubíqua nas rochas metagabroicas. Os minerais opacos ocorrem disseminados na matriz metamórfica ou dispendo-se em torno da clinopiroxena. Neste último caso é possível distinguir dois tipos de opacos. Uns de aspecto límpido, semelhantes aos que ocorrem na matriz metamórfica e outros de aspecto alterado e fracturados, semelhantes aos que orlam as pseudomorfozes de serpentina, nos gabros olivínicos, e que provavelmente correspondem a uma geração anterior.

Como foi referido, as rochas metagabroicas apresentam diferentes graus de recristalização metamórfica; variam desde recristalizações mais incipientes, na fácies dos xistos verdes, até recristalizações, mais intensas, provavelmente já em fácies anfibolítica, que modificam as texturas e mineralogia dos gabros transformando-os em anfibólitos, essencialmente constituídos por anfíbola hornblendica e albite. Na transição entre estes dois casos ocorrem frequentemente “flasergabros”. Esta variedade petrográfica preserva, ainda, as características gabroicas iniciais, estando a sua ocorrência dependente da actividade metassomática e da intensidade da deformação. Nestas rochas, as mineralogias primária e metamórfica encontram-se separadas em domínios bem definidos e alternados. A mineralogia primária, essencialmente clinopiroxena, ocorre em domínios de porfiroclastos deformados, separados por faixas de agregados de anfíbola metamórfica e albite, que no seu conjunto conferem aos “flasergabros” um aspecto tipo gnaiss.

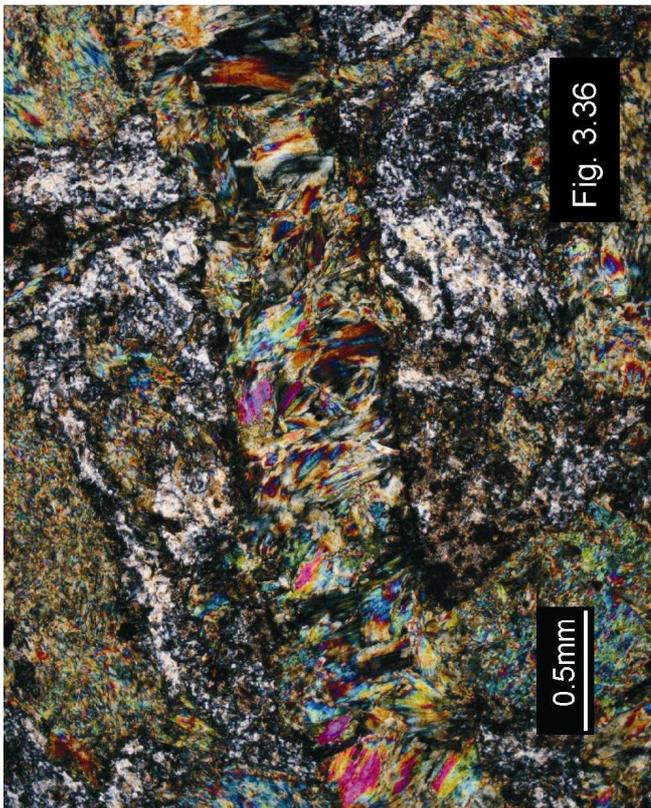
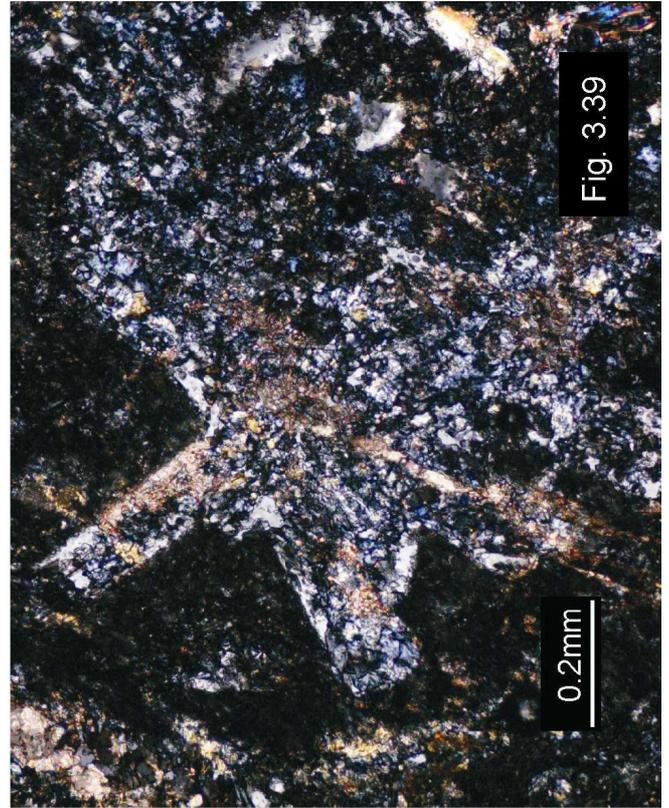
A presença de diques discordantes relativamente ao bandado e/ou “fabric” magmático dos gabros, é uma das principais características destas rochas (fig. 3.36). As amostras estudadas mostram que texturalmente os diques apresentam granularidades inferiores às dos metagabros hospedeiros,

verificando-se, também, que para as margens a granularidade dos diques diminui significativamente. Mineralogicamente são constituídos por anfíbola, albite e clorite. A anfíbola encontra-se zonada, com características idênticas às dos gabros anfibólicos, permitindo argumentar que os diques e os gabros, nomeadamente os anfibólicos, são cogenéticos. O contraste anisotrópico, entre estes dois tipos de rochas, não permite observar outras evidências indicativas de uma relação cogenética; as características primárias das rochas com granularidade mais fina são preferencialmente apagadas pela recristalização metamórfica (Shelley, 1993).

Em síntese, as amostras estudadas permitem concluir que a geração das rochas metagabróicas das Sequências Ofiolíticas Internas iniciou-se com a cristalização incipiente de olivina, seguindo-se a clinopiroxena e bitownite em equilíbrio e a temperatura constante. Nesta fase parecem ter cristalizado os minerais opacos correspondentes à geração mais precoce. Segue-se a formação de andesina e hornblenda. Por último geram-se os líquidos responsáveis pela intrusão dos diques, não devendo a sua composição ser significativamente diferente dos líquidos responsáveis pela formação das rochas gabróicas mais diferenciadas (gabros anfibólicos).

3.2.4 Rochas Metabasálticas

As rochas metabásicas finas, e porfíricas, encontram-se, na grande maioria dos casos, recristalizadas na fácies dos xistos verdes, pelo que as características texturais e mineralógicas iniciais encontram-se quase totalmente modificadas (fig.3.37). Petrograficamente são classificadas como xistos verdes. Atendendo à sua natureza metabásica é permitido correlacioná-las com os termos ígneos mais superficiais dos segmentos de crosta oceânica (Juteau and Maury, 1999), ou seja com os termos basálticos. Texturalmente distinguem-se duas variedades petrográficas nestas rochas: metabasaltos maciços microcristalinos e metabasaltos porfíricos.



Os metabasaltos maciços são microcristalinos e essencialmente constituídos por albite xenomórfica e anfíbola (3.38). Estes dois minerais encontram-se em equilíbrio, por vezes com crescimentos simplectíticos, e orientados segundo a direcção da foliação local. A anfíbola é essencialmente actinolítica, mas em certos casos mostra-se zonada indicando composições horneblêndicas no núcleo. Esporadicamente observam-se cristais de anfíbola horneblêndica não zonada, semelhante à existente nos gabros anfibólicos.

A clorite também se encontra presente nos metabasaltos microcristalinos, sendo, no entanto, tardia relativamente à albite e anfíbola, como mostram as ocorrências de clorite localizadas nos bordos da anfíbola, resultantes da sua transformação parcial. O epidoto, a esfena, minerais opacos e raramente calcite e quartzo, são minerais que também compõe estas rochas; ocorrem disseminados entre a albite e a anfíbola, sob a forma de cristais isolados. Texturalmente estes metabasaltos apresentam variações, que consistem na redução da granularidade microcristalina em direcção aos cisalhamentos que os afectam, chegando inclusive a desenvolverem foliações miloníticas. Para além destas características, no sector de Oriola, possuem veios mili a centimétricos, que lhes conferem um aspecto bandado. Estes veios apresentam uma paragénese constituída por epidoto, albite, carbonatos (essencialmente calcite), vesuvianite, clinozoisite e cloritóide. Esta paragénese encontra-se menos deformada, relativamente à paragénese principal. Indica que os veios tiveram origem em processos metassomáticos, em condições

Fig. 3.36 – Metagabro (nicóis X). Pormenor de dique constituído por anfíbola, clorite e albite.

Fig. 3.37 – Metabasalto (nicóis X). Aspecto dos metabasaltos maciços com paragéneses, típicas da fácies dos xistos verdes.

Fig. 3.38 – Metabasalto (nicóis X). Aspecto dos metabasaltos porfiríticos, com porfiroblastos de albite.

Fig. 3.39 – Metabasalto (nicóis X). Fenómenos de saussuritização nos basaltos porfiríticos.

termodinâmicas da fácies dos xistos verdes, envolvendo remobilização e fixação localizada de cálcio e alumínio.

Os metabasaltos porfíricos são constituídos por porfiroblastos fusiformes e sigmóidais, que se destacam (pelas suas dimensões) no seio da matriz metamórfica. A matriz é textural e mineralogicamente idêntica à dos metabasaltos microcristalinos, marcando igualmente a foliação local. Apesar de se encontrarem deformados, em alguns casos, os porfiroblastos desenvolvem formas bem definidas, semelhantes a cristais hipidiomórficos, sugerindo que a sua génese tenha resultado de fases mineralógicas anteriores. Por outro lado, são nitidamente anteriores à foliação, que se adapta à forma destes. Mineralogicamente, os porfiroblastos, são poliminerálicos, formados por albite, epídoto e anfíbola, ou monominerálicos constituídos por albite ou epídoto. A anfíbola é essencialmente actinolítica, embora os cristais de maiores dimensões possuam composições hornblêndicas.

No interior de alguns porfiroblastos observam-se fenómenos de saussuritização constituídos por massas de sericite, clorite, esfena, epídoto e albite, que mimetizam formas cristalográficas euédricas a subeuédricas (fig. 3.39). Estas, encontram-se limitadas por uma mistura isotrópica, onde é possível distinguir clorite e anfíbola. O efeito gerado por estas ocorrências, no interior dos porfiroblastos, apresenta semelhanças com as texturas ofíticas, onde cristais de plagioclase euédrica e/ou subeuédrica ocorrem inclusos no interior de piroxena (MacKenzie *et al.*, 1982).

A presença de texturas ofíticas, embora totalmente alteradas, bem como os efeitos da saussuritização – processo típico em rochas básicas afectadas por metamorfismo na fácies dos xistos verdes (Shelley, 1993) – argumentam favoravelmente ao pressuposto estabelecido inicialmente, que permitiu correlacionar os xistos verdes das Sequências Ofiolíticas Internas com os termos basálticos de uma sequência ofiolítica. A presença de anfíbolas opticamente idênticas às descritas nos gabros anfibólicos, reforça este argumento, se bem que a presença de anfíbolas zonadas, em alguns casos, traduzam o registo da retrogradação metamórfica a partir de uma fácies de grau mais elevado (anfíbolítica?).

3.3 Química Mineral

Segundo a perspectiva que a caracterização química das fases mineralógicas é fundamental para o conhecimento genético e evolutivo de uma rocha, realizaram-se, no âmbito deste trabalho, análises de química mineral por microsonda electrónica, no Laboratório de Microsonda Electrónica do Centro de Geologia da Universidade de Lisboa. As amostras seleccionadas para análise, incidiram sobre as variedades petrográficas das Sequências Ofiolíticas Internas em que a recristalização metamórfica foi mais incipiente. Assim sendo, foi possível caracterizarem-se as paragénese igneas, aspecto fundamental neste estudo, bem como efectuar uma abordagem sumária sobre as características químicas das paragénese metamórficas presentes nas referidas amostras. Os resultados obtidos são apresentados no Anexo 1.

3.3.1 Olivinas

As olivinas encontram-se bem representadas nas rochas peridotíticas, nomeadamente nos werlitos. Os resultados obtidos e respectivas fórmulas estruturais, calculadas na base de 4 oxigénios, segundo a fórmula X_2YO_4 encontram-se expressos na tabela 1-A – Anexo 1. As composições determinadas pertencem à série da forsterite (Mg_2SiO_4) – faialite (Fe_2SiO_4) e variam entre Fo_{72} e Fo_{61} (fig. 3.40). A presença de outros componentes é reduzida, nomeadamente o componente tefroítico que não ultrapassa 1%. Estas variações permitem classificar as olivinas, segundo Deer *et al.* (1992), nos termos crisótilo e hialossiderite. Composições deste tipo encontram-se, regra geral, presentes em rochas gabróicas (Deer *et al.*, 1992). A presença do componente faialite, detectado nas olivinas dos peridotitos das Sequências Ofiolíticas Internas, teoricamente superior ao estabelecido para este tipo de rochas, pode reflectir reequilíbrios entre as olivinas e os líquidos magmáticos

subsequentes à cristalização ou reacções de troca iónica entre a olivina e outras fases mineralógicas cogenéticas, nomeadamente a clinopiroxena.

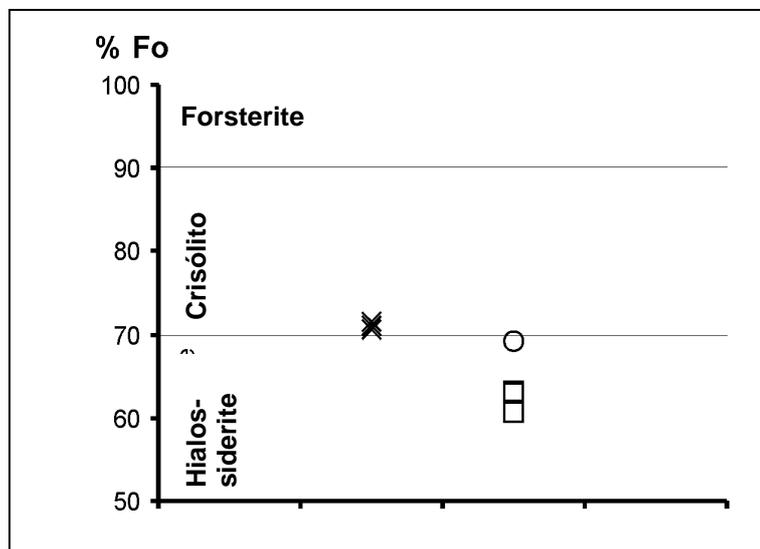


Fig. 3.40 – Projecção das composições de olivinas presentes nas rochas peridotíticas segundo a solução sólida forsterite-faielite. Simbologia: X – ANT-1-2 (werlito); □ – ANT-1-4 (werlito); O – SAT-5 (dunito).

Nos casos em que a olivina está em equilíbrio textural com a clinopiroxena (ANT-1-2: análises 1/19-1/7; ANT-1-4: análises 1/85-1/9), foi possível determinarem-se os valores de $K_D^{ol/cpx}$, para a razão Fe/Mg entre estes minerais. A utilização destes valores, segundo o geotermómetro descrito por Loucks (1996), envolvendo o par olivina/augite, permitiram calcular temperaturas de fecho do sistema Fe/Mg, entre a olivina e a clinopiroxena, inferiores a 1000° C (923-995° C), os quais são semelhantes aos valores referidos por Takazawa *et al.* (1999; 2000), para rochas peridotíticas presentes em complexos ofiolíticos.

3.3.2 Clinopiroxenas

As clinopiroxenas são uma fase mineralógica bem representada nos peridotitos, cumulados piroxeníticos e metagabros. As análises representativas

e respectivas proporções catiónicas, calculadas na base de 6 oxigénios segundo a fórmula estrutural XYZ_2O_6 encontram-se expressas nas tabelas 1-B – Anexo 1. Esta metodologia (Cameron & Papike, 1980) permite incorporar cátions mono e bivalentes (Li^+ , Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} , Mn^{2+}) em coordenação cúbica ou octaédrica na posição $X(M2)$ e cátions bi ou trivalentes (Mg^{2+} , Fe^{2+} , Mn^{2+} , Fe^{3+} , Al^{3+} , Cr^{3+}), bem como o Ti^{4+} , em coordenação octaédrica na posição $Y(M1)$. A posição Z é ocupada pelos cátions Si^{4+} e Al^{3+} em coordenação tetraédrica. O Fe^{3+} foi calculado com base na estequiometria das piroxenas, segundo o método indicado por Papike *et al.* (1974).

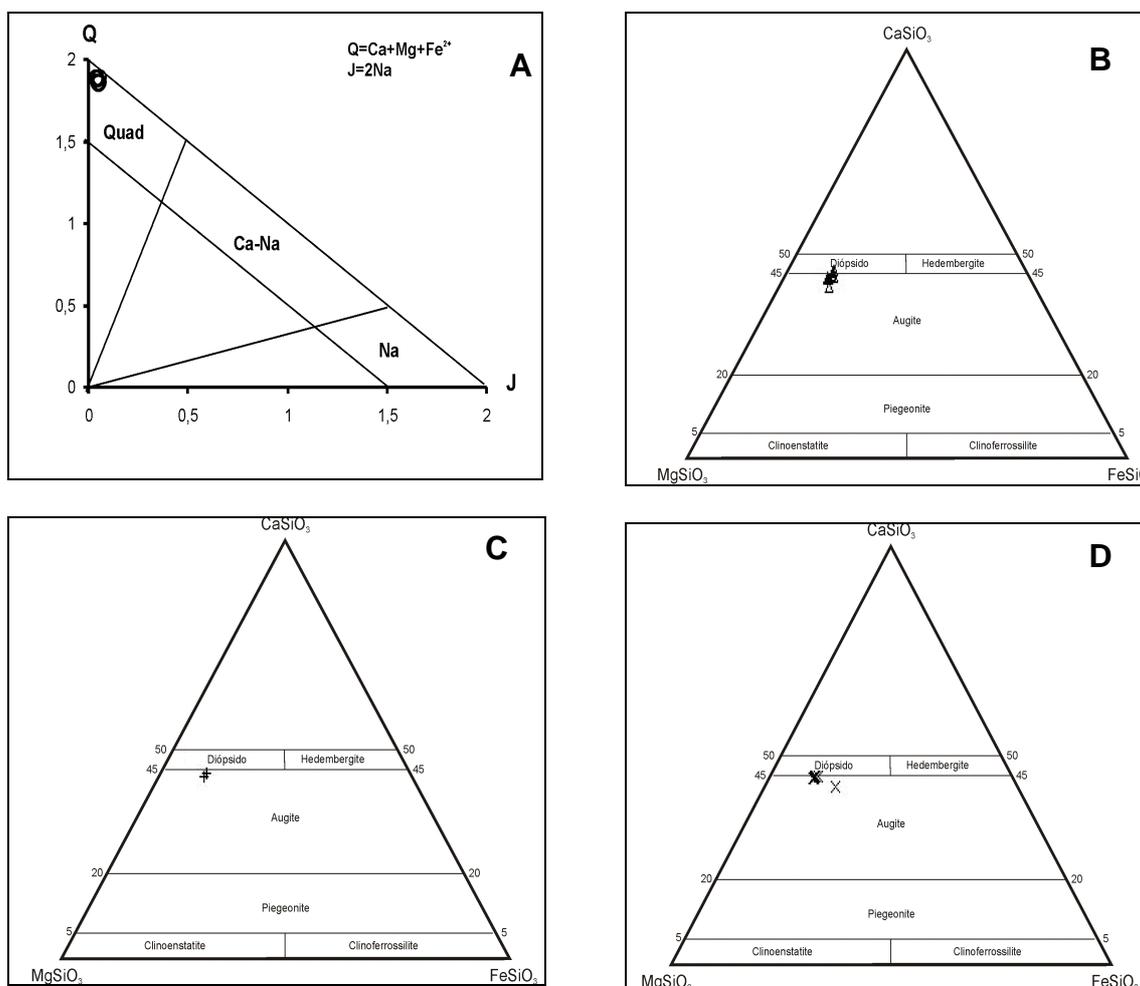


Fig. 3.41 – Projecção de clinopiroxenas segundo a classificação de Morimoto *et al.* (1988). A – Q vs. J; B – Peridotitos; C – Cumulados piroxeníticos; D – Metagabros.

As composições analisadas correspondem a clinopiroxenas de Ca-Mg-Fe e projectam-se no espaço composicional definido pela enstatite ($\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$), ferrossilite ($\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$), diópsido ($\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$) e hedembergite ($\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$). As proporções nos componentes wolastonite (Wo), enstatite (En) e ferrossilite (Fs), determinadas segundo a metodologia indicada por Morimoto *et al.* (1988), não apresentam variações significativas ($\text{Wo}_{\text{med}} 45 \pm 1.3$, $\text{En}_{\text{med}} 44 \pm 2$, $\text{Fs}_{\text{med}} 11 \pm 2.6$); permitem classificar as clinopiroxenas analisadas como diópsidos e augites (fig. 3.41), que segundo Deer *et al.* (1992) são variedades de piroxenas típicas no conjunto de rochas em estudo (peridotitos e metagabros).

As razões Fe^{2+}/Mg e $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ das clinopiroxenas são, grosso modo, constantes para as diferentes litologias, excepto nos metagabros de S. Lourenço, onde são nitidamente superiores, relativamente, à média das restantes litologias (fig.3.42). No entanto, projectam-se ao longo de uma mesma linha evolutiva, não se podendo considerar as referidas variações como anómalas.

Nos casos em que as dimensões dos porfiroclastos e a paragénese metamórfica permitiram, analisaram-se núcleos e bordos num mesmo cristal. Os resultados indicam um aumento da razão Fe^{2+}/Mg dos núcleos para os bordos (fig.3.43), sintomático de arrefecimento durante a cristalização, sendo coerente com o estabelecido para estes tipos de clinopiroxenas (Deer *et al.*, 1992). Por outro lado, não se pode excluir os efeitos de troca catiónica, durante o processo metamórfico que poderá ter contribuído, também, total ou parcialmente, para as variações detectadas nas referidas razões.

Relativamente ao Ti, Cr e Ca que são utilizados com indicadores das afinidades magmáticas (Leterrier *et al.*, 1982), verifica-se que em função das proporções relativas de Ca e (Ti+Cr) as clinopiroxenas analisadas são composicionalmente semelhantes às clinopiroxenas de basaltos toleíticos não orogénicos (fig.3.44).

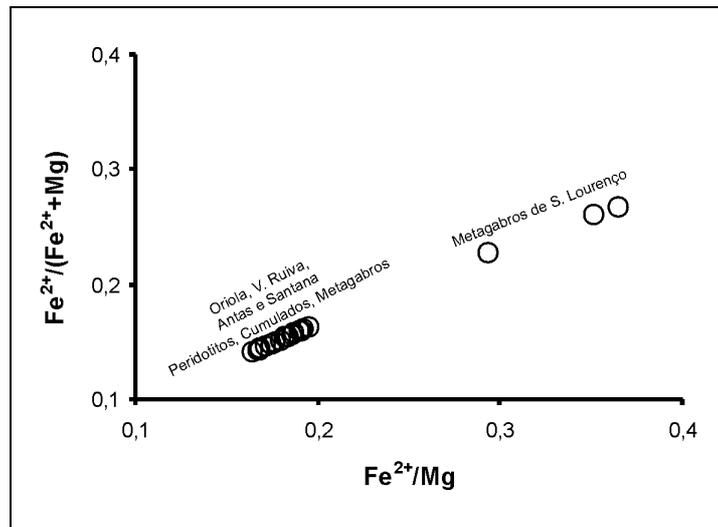


Fig. 3.42 – Diagrama $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ vs. Fe^{2+}/Mg .

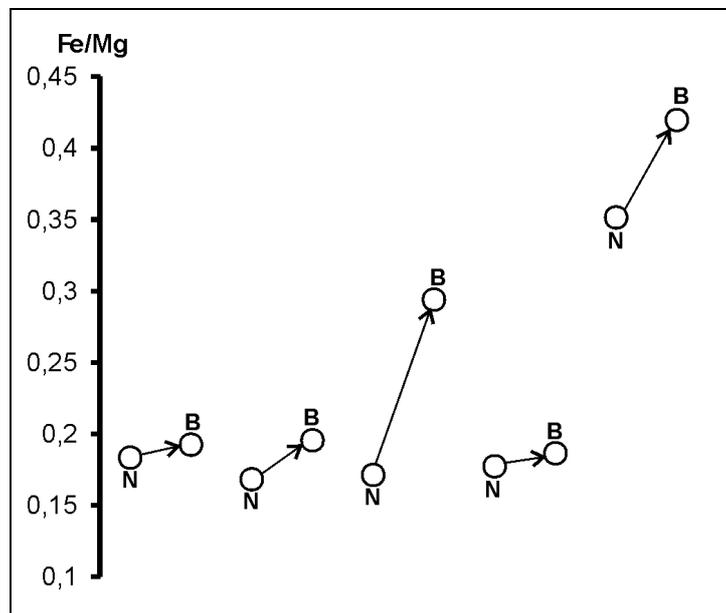


Fig. 3.43 – Variação da razão Fe^{2+}/Mg entre núcleo (N) e bordo (B) de porfiroclastos

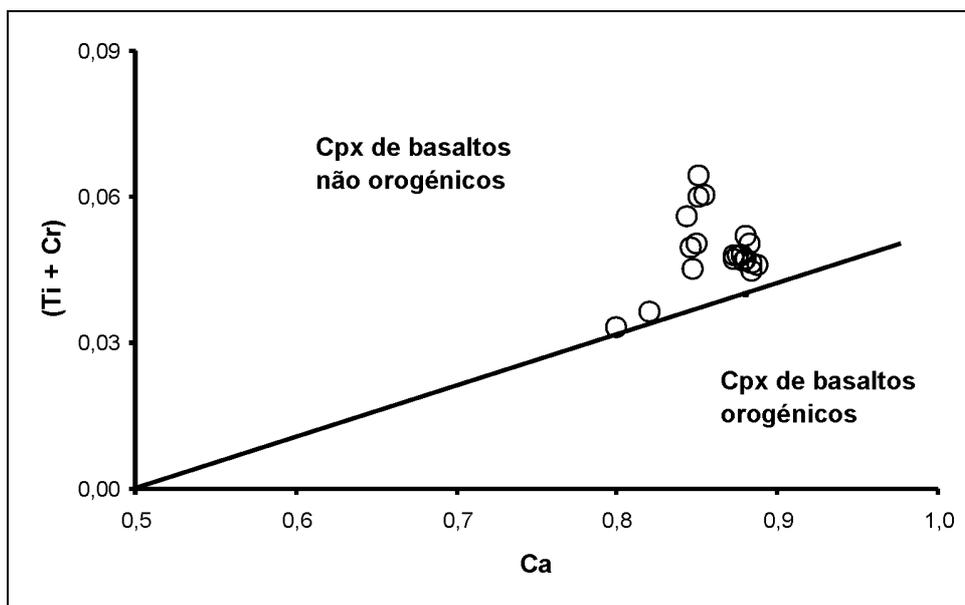


Fig. 3.44 – Projecção de clinopiroxenas no diagrama discriminante (Ti+Cr) vs. Ca, segundo Leterrier *et al.* (1982).

3.3.3 Anfíbulas

As anfíbulas são um grupo mineral presente em todas as variedades petrográficas das Sequências Ofiolíticas Internas. Na tabela 1-C – Anexo 1 são apresentados os resultados obtidos e as fórmulas estruturais, calculadas segundo a expressão geral $A_{(0-1)}X_2Y_5^{vi}Z_8^{iv}O_{22}(OH,F,Cl)_2$ (Leake *et al.*, 1977; Deer *et al.*, 1992) na base de 13 catiões excepto cálcio, sódio e potássio. A posição A pode ser ocupada pelo Na^+ e/ou K^+ . X corresponde à posição B ou M4, ocupada por catiões mono ou bivalentes (Na^+ , Li^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} , Mn^{2+}), enquanto que Y representa as posições M1, M2 e M3, preenchidas por catiões bi, tri ou tetravalentes (Mg^{2+} , Fe^{2+} , Mn^{2+} , Al^{3+} , Fe^{3+} , Cr^{3+} , Ti^{4+}). A posição Z corresponde à posição tetraédrica, preferencialmente ocupada pelo Si^{4+} e Al^{3+} , podendo também conter Fe^{3+} , Cr^{3+} e Ti^{4+} . As proporções relativas de Fe^{2+} e Fe^{3+} foram calculadas através da estequiometria das anfíbulas (Papike *et al.*, 1974) assumindo que o ferro é o único elemento que pode apresentar valência variável.

Segundo a classificação proposta pelo “Subcommittee on Amphiboles” da “Commission of New Mineral Names” da “International Mineralogical Association” (Leake *et al.*, 1977) as anfíbolas são divididas, em função das proporções de (Ca+Na) e Na na posição *B*, em quatro grupos principais – anfíbolas de ferro-magnésio-mangânês, anfíbolas cálcicas, anfíbolas sódico-cálcicas e anfíbolas alcalinas.

De acordo com esta classificação, as anfíbolas analisadas correspondem a anfíbolas cálcicas (fig. 3.45), com o pormenor da grande maioria apresentar a posição *B* exclusivamente preenchida por cálcio e sódio ($Ca+Na = 2$). Atendendo que $(Ca+Na)_B$ e Ti são nitidamente inferiores a 0.5 (valores máximos: Ti = 0.0787, análise \510 AF-11; $(Ca+Na)_B = 0.3134$, análise \509 AF-11) as razões $Mg/(Mg+Fe^{2+})$, em função das proporções de Si permitem classificar as anfíbolas das Sequência Ofiolíticas Internas em tremolites, actinolites, horneblendas actinolíticas e magnésio-horneblendas (fig. 3.46).

Conjugando esta informação com os dados petrográficos, as anfíbolas analisadas podem ser subdivididas em três grupos:

- Anfíbolas metamórficas: Correspondem a tremolites e actinolites que alteram e envolvem a mineralogia ígnea primária, nomeadamente as fases silicatadas anidras, ou ocorrem em equilíbrio com a albite e clorite nas matrizes metamórficas.

- Anfíbolas primárias: Tratam-se de magnésio-horneblendas e horneblendas actinolíticas em torno da clinopiroxena, plagioclase calco-sódica e no interior de diques.

- Anfíbolas transicionais: Magnésio-horneblendas e horneblendas actinolíticas, normalmente presentes nos metabasaltos como fases porfiroblásticas.

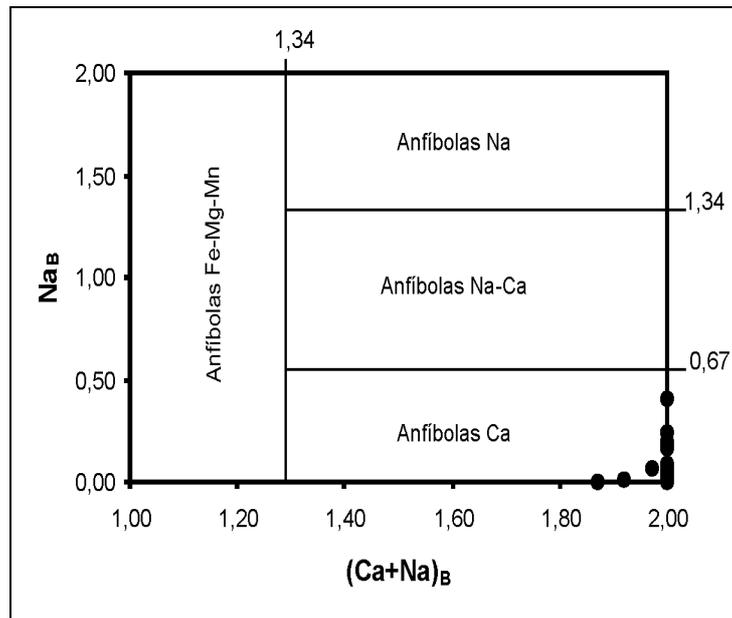


Fig. 3.45 – Projecção de anfíbolos no diagrama Na_B vs. $(Ca+Na)_B$, segundo Leake *et al.* (1977).

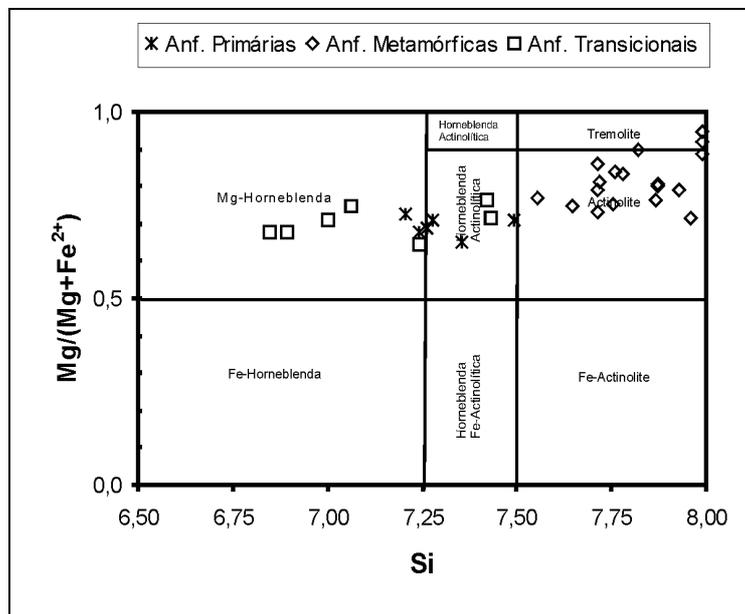


Fig. 3.46 – Classificação de anfíbolos calcícos, segundo Leake *et al.* (1977).

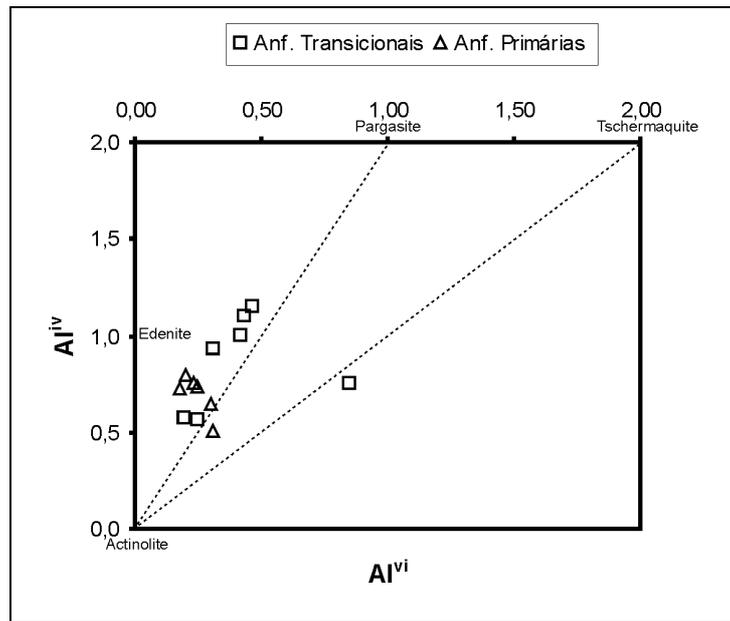


Fig. 3.47 – Projecção das proporções analisadas de Al^{IV} vs. Al^{VI}.

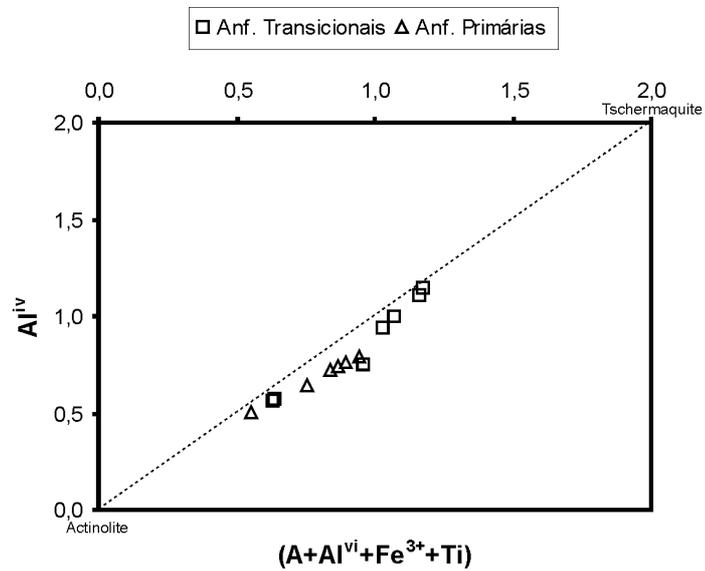


Fig. 3.48 – Projecção das proporções analisadas de Al^{IV} vs. (A+Al^{VI}+Fe³⁺+Ti).

As anfíbolas metamórficas são típicas da fácies dos xistos verdes (Miyashiro, 1994), enquanto que as anfíbolas primárias e transicionais, pelas suas características composicionais, parecem relacionarem-se entre si. No seu conjunto, as anfíbolas primárias e transicionais possuem razões $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ entre 0.641 e 0.7635, que segundo Deer *et al.* (1992) são valores típicos de hornblendas em rochas gabróicas. Apresentam, também, variações no Si e Al^{tot} , que sugerem substituições tchermaquíticas, tipo $AlAl \leftrightarrow Si(Mg, Fe^{2+})$ ou edeníticas, tipo $AlNa \leftrightarrow Si$.

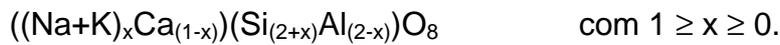
No entanto, os resultados obtidos na figura 3.47 mostram-se dispersos e não definem, de forma clara, qualquer destas substituições. Com efeito, as substituições parecem ser mais complexas e envolvem Al^{IV} , Al^{VI} , Fe^{3+} , Ti e catiões na posição A, como mostra a figura 3.48, onde se obtém uma boa correlação entre os referidos catiões.

O facto de algumas anfíbolas transicionais, principalmente nos metabasaltos, ocorrerem zonadas em fase porfiroblásticas, com núcleos constituídos por magnésio-hornblenda e bordos por hornblenda actinolítica, parecem indicar a ocorrência de processos metamórficos em fácies de grau mais elevado (anfíbolítica?), relativamente à fácies dos xistos verdes. No entanto, dado que as mesmas variações foram detectadas nas anfíbolas primárias das rochas metagabróicas, deve-se considerar, também, a hipótese destas corresponderem a evidências mineralógicas, que corroboram uma relação genética entre os termos granulares (metagabróicos), e os termos metabasálticos, das Sequências Ofiolíticas Internas.

3.3.4 Plagioclases

As plagioclases ocorrem nos cumulados piroxeníticos, nos metagabros e metabasaltos. As análises efectuadas e respectivas fórmulas estruturais são apresentadas nas tabelas 1-D – Anexo 1. As proporções catiónicas, por

unidade de fórmula, foram calculadas segundo a fórmula geral XZ_4O_8 na base de 32 oxigénios (Deer *et al.*, 1992), assumindo o ferro total como férrico. Este método permite que o Na^+ , K^+ e Ca^{2+} preencham a posição X , sendo a Z ocupada por Fe^{3+} , Al^{3+} e Si^{4+} . O balanço de carga resultante das quantidades relativas de sódio, potássio e cálcio na posição X é compensado por um a dois cátions de Al^{3+} na posição Y , respectivamente, por cada $(Na^+ + K^+)$ e Ca^{2+} segundo a seguinte fórmula:



Os resultados obtidos indicam proporções de ortose (Or) inferiores a 1%, com excepção de uma única análise num metabasalto (análise 2/55; OR-2-1) que possui Or = 2.9%. Nos metabasaltos (fig. 3.49) as plagioclases são de origem metamórfica e correspondem a albites, com valores de componente albítica a oscilarem entre 95.5 e 99.6%. Nos metagabros existem, também, plagioclases metamórficas cujas composições são idênticas às dos metabasaltos.

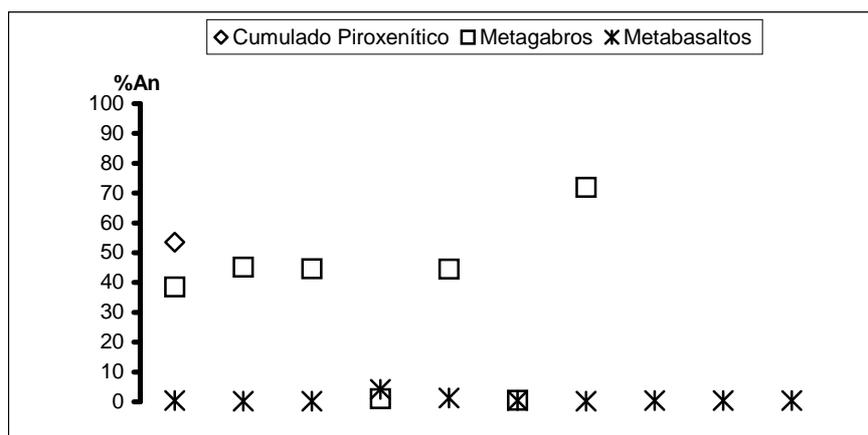


Fig. 3.49 – Projecção das proporções em componente anortite, nas plagioclases analisadas.

As plagioclases da paragénese ígnea ocorrem nos metagabros e cumulados piroxeníticos (fig. 3.49). Nos metagabros possuem composições que vão da bytownite (An_{72}) à andesina (An_{39-46}). Relativamente aos cumulados piroxeníticos, analisou-se um cristal de plagioclase com 53% de componente anortite, que coincide com o espectro composicional analisado nas plagioclases primárias dos metagabros.

3.3.5 Clorites

As clorites são minerais exclusivos da paragénese metamórfica. Associam-se geneticamente à albite e anfíbola metamórfica. Na tabela 1-E – Anexo 1 apresentam-se os resultados obtidos e respectivas fórmulas estruturais, calculadas na base de 18 (O, OH), assumindo o ferro total como ferroso, segundo a fórmula geral $Y_6Z_4O_{10}(OH)_8$. A posição Y é ocupada por catiões bi e trivalentes em coordenação octaédrica (Mg^{2+} , Fe^{2+} , Mn^{2+} , Al^{3+} , Cr^{3+}), enquanto que a posição Z é ocupada, preferencialmente por Si^{4+} e Al^{3+} , em coordenação tetraédrica, segundo a expressão $(Si_{(4-x)} Al_x)$, com x a variar, normalmente, entre 0.5 e 1.5 (Deer *et al.*, 1992).

As clorites analisadas apresentam proporções de Si (2.8 – 3.2) e razões Fe/(Fe+Mg) (0.11 - 0.36) que as permitem classificar, segundo Deer *et al.* (1966), como peninites, clinocloros, pinoclorites e ripidiolites (fig. 3.50). Estas variedades de clorites são típicas de rochas metabásicas, metamorfizadas em fácies dos xistos verdes. No entanto, a sua principal característica composicional, reside no facto das quantidades de Al^{VI} variarem entre 0.8 e 1.2, pelo que a posição Y é dominada pela presença de catiões bivalentes, essencialmente magnésio.

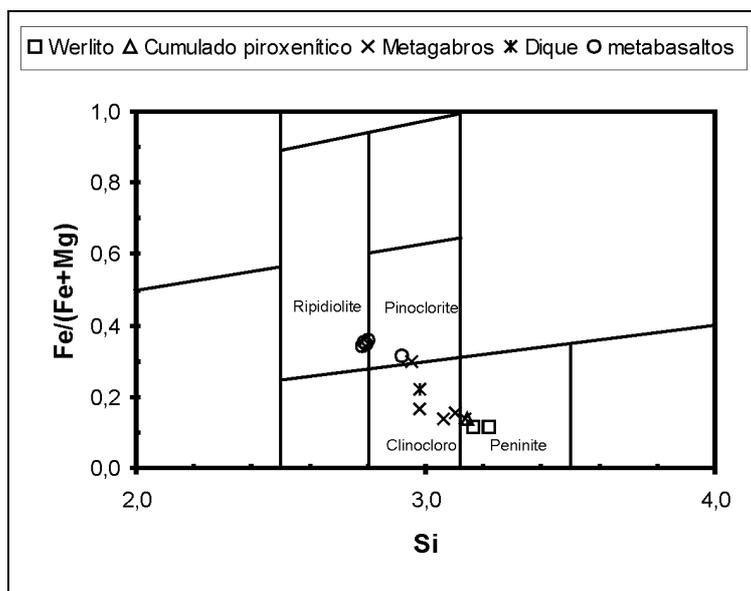


Fig. 3.50 – Classificação de clorites analisadas segundo Deer *et al.* (1966).

3.3.6 Epídoto

Os minerais do grupo do epídoto são exclusivos da paragênese metamórfica, principalmente nos metabasaltos. Ocorrem como porfiroblastos ou associados à restante paragênese no seio da matriz metamórfica. Na tabela 1-F – Anexo 1 apresentam-se os resultados analíticos e as proporções catiónicas segundo a fórmula estrutural $X_2Y_3Z_3O_{12}(OH,F)$ na base de 12,5 oxigênios, admitindo todo o ferro como férrico e todo o manganês como Mn^{3+} . O procedimento adoptado, permite a incorporação de pequenas quantidades de Al na posição tetraédrica, caso o número de átomos de silício por unidade de fórmula o justifique e o preenchimento da posição Y com o restante Al^{3+} , Fe^{3+} , Mn^{3+} , Ti^{4+} e Cr^{3+} , ficando o Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ e K^+ alojados na posição X.

As variações composicionais observadas são idênticas às descritas para a série da clinozoisite ($Ca_2Al^{vi}_3Si_3O_{12}(OH)$) epídoto ($Ca_2(Fe^{3+}Al^{vi}_2)Si_3O_{12}(OH)$). Desta forma a substituição $Al^{vi} \leftrightarrow Fe^{3+}$ é única que possui significado não excedendo um átomo por unidade formular (Deer *et al.*, 1992). As razões $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al^{vi})$ são bastante homogêneas, definindo quantidades de

componente pistacítica entre 28.9 e 31.9%, que são concordantes com as composições descritas para estes sorossilicatos em terrenos metamórficos na fácies dos xistos verdes (Holdaway, 1972; Liou, 1973).

3.3.7 Óxidos

As análises realizadas nos minerais opacos inclusos e/ou a orlarem a paragénese primária, nomeadamente a olivina e clinopiroxena, bem como nos opacos associados à paragénese metamórfica, correspondem a ilmenites e espinelas *sensu lato*. Os resultados obtidos e respectivas fórmulas estruturais, encontram-se nas tabelas 1-G e 1-H – Anexo 1.

As ilmenites são maioritariamente constituídas por componente ilmenítico (FeTiO_3 varia entre 71.3 e 94.5%), sendo que os valores mais elevados obtiveram-se em cristais a orlarem clinopiroxenas nos metagabros. A composição média das ilmenites analisadas pode ser descrita pela expressão $\text{Ilm}_{86}\text{Hem}_8\text{Geik}_4\text{Pirof}_3$, com Ilm, Hem, Geik e Pirof a representarem, respectivamente, as percentagens dos componentes ilmenite, hematite (Fe_2O_3), geikelite (MgTiO_3) e pirofanite (MnTiO_3).

Nas espinelas analisadas o catião trivalente é o Fe^{3+} , pelo que os grãos minerais analisados pertencem à série da magnetite, com o componente magnetítico a variar entre 76.9 e 100%. Constituem excepção três análises de espinelas realizadas em cristais nos bordos de pseudomorfoses de olivinas, nos dunitos serpentinizados (amostra SAT-2), onde se obtiveram valores em componente magnetítico nitidamente inferiores (cromite 42.9 – 31.9%; espinela s.s. 24.8 – 43%; magnetite 32.3 – 63.8%).

Conjugando a informação química com os dados petrográficos conclui-se que as espinelas mais cromíferas são mais precoces, estando a sua génese relacionada com a cristalização de olivina e/ou piroxena. As espinelas mais férricas e as ilmenites são mais tardias, com o pormenor de algumas magnetites serem de origem metamórfica.

3.3.8 Serpentinhas

As serpentinas analisadas correspondem aos cristais fibrosos, identificados opticamente como crisótilos, presentes no interior das pseudomorfoses de olivina. Os resultados obtidos e respectivas fórmulas estruturais, calculadas na base de 9 (O,OH) encontram-se expressos na tabela 1-I – Anexo 1.

A principal característica dos cristais analisados prende-se com o facto das razões $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ atingirem valores aproximadamente de 0.11, teoricamente superiores ao que seria de esperar em processos de serpentinização em rochas ultrabásicas (O'Hanley, 1996; Deer *et al.*, 1992). Segundo estes autores (*op. cit.*) o Fe^{2+} da olivina e piroxena fica retido, preferencialmente nos óxidos de ferro, sendo a substituição do Mg pelo Fe^{2+} , na serpentina, praticamente reduzida. Como nas amostras de dunitos serpentinizados a magnetite é uma fase tardia, relativamente à serpentinização, provavelmente a referida substituição traduz, neste caso, a incorporação do Fe^{2+} na estrutura das serpentinas.

3.3.9 Síntese dos resultados

As composições químicas determinadas, apresentadas ao longo deste subcapítulo, são congruentes com os diferentes tipos de minerais identificados petrograficamente e permitem caracterizar, do ponto de vista químico a mineralogia das paragénese ígneas e metamórficas, presentes nas Sequências Ofiolíticas Internas.

Nas paragénese ígneas as composições mineralógicas analisadas nos peridotitos, cumulados piroxenitos e metagabros denotam evolução conjunta. Com efeito, as composições em olivina, clinopiroxena, plagioclase e anfíbola são típicas de protólitos ígneos resultantes de magmas básicos, com a particularidade das variações composicionais em Ti, Cr e Ca exibidas pelas clinopiroxenas serem similares às dos basaltos não orogénicos (Leterrier *et al.*,

1982). Comparativamente ao estabelecido com a mineralogia presente, neste tipo de rochas, em complexos ofiolíticos (Juteau and Maury, 1999, Savov, 2001) e na crosta oceânica (Elthon, 1991a; Flower, 1991), não se detectaram diferenças significativas, comprovando-se a semelhança entre as Sequências Ofiolíticas Internas e estas entidades geológicas.

Relativamente às paragêneses metamórficas, na grande maioria dos casos são típicas da fácies dos xistos verdes, pontualmente atingem a fácies anfíbolítica. Representam a acção dos processos tectonometamórficos nas Sequências Ofiolíticas Internas, sem quaisquer evidências de terem sido sujeitas a metamorfismo de alta pressão.

CAPÍTULO 4

LITOGEOQUÍMICA

Como foi referido no capítulo anterior, as Sequências Ofiolíticas Internas apresentam-se deformadas e recristalizadas metamorficamente, sob a forma de “klippes” e/ou imbricações tectónicas no interior do Complexo Filonítico de Moura. Estes processos modificam parcialmente as características originais (estruturais e petrológicas), das Sequências Ofiolíticas Internas, dificultando a sua análise e interpretação tectonomagmática, em função da evolução geodinâmica estabelecida para o ramo sudoeste da Cadeia Varisca Ibérica.

Quando a mineralogia, texturas e/ou estruturas iniciais não são preservadas a litogeoquímica revela-se instrumento fundamental, não só para caracterizar geoquimicamente os protólitos ígneos, como também, para justificar a proveniência dos mesmos; detecção de concentrações anómalas, desvios de determinados elementos, relativamente a um grupo de elementos ou desvios sistemáticos de grupos de elementos, são as metodologias utilizadas para o efeito. Assim sendo, realizaram-se análises litogeoquímicas de elementos maiores e em traço para os diferentes litótipos das Sequências Ofiolíticas Internas. Os resultados obtidos e a descrição dos métodos analíticos utilizados encontram-se expressos no Anexo 2. Na análise dos dados, foi dada particular atenção aos efeitos remobilizadores do metamorfismo e/ou metassomatismo, capazes de alterarem as concentrações elementares iniciais, bem como à possibilidade das características composicionais dos magmas

estarem deturpadas, devido a processos de acumulação preferencial de determinadas fases mineralógicas.

4.1 Elementos maiores

Os resultados relativos aos elementos maiores encontram-se sintetizados na tabela 4.1. As variações detectadas correspondem, na generalidade, aos diferentes tipos petrográficos das Sequências Ofiolíticas Internas. No entanto, devido aos efeitos do metamorfismo as composições iniciais dos protólitos ígneos encontram-se mascaradas, não sendo possível, com base nos elementos maiores, efectuarem-se grandes considerações sobre a evolução geoquímica destas rochas. Apenas se poderá recolher informação, embora genérica, que conjugada com outro tipo de informação (elementos em traço), permitirá caracterizar as evoluções petrogenética e geotectónica das Sequências Ofiolíticas Internas.

As concentrações de SiO_2 definem, perfeitamente, os dunitos e werlitos como rochas ultrabásicas e os cumulos piroxeníticos, metagabros e metabasaltos como rochas básicas. A análise dos restantes óxidos relativamente a um índice de diferenciação, para o efeito $\text{FeO}_{\text{tot}}/(\text{FeO}_{\text{tot}}+\text{MgO})$, mostra que as rochas ultrabásicas apresentam os valores mais elevados em Fe_2O_3 (17.54%) e MgO (30.92%) e concentrações nos restantes óxidos, concordantes com composições modais dominadas por minerais ferromagnesianos (olivina+clinopiroxena). O Fe_2O_3 (fig. 4.1) e MgO (fig. 4.2) diminuem, das rochas ultrabásicas, em direcção aos metabasaltos, verificando-se um decréscimo mais acentuado no MgO , que justifica a obtenção de índices de diferenciação mais elevados nos metabasaltos (fig. 4.3).

As concentrações de Al_2O_3 (fig. 4.4) e CaO (fig. 4.5) aumentam das rochas ultrabásicas para as básicas, compensando parcialmente a diminuição de Fe_2O_3 e MgO ; indicam cristalização de piroxena nos cumulos piroxeníticos e plagioclase nos metagabros. A ocorrência de paragénese

metamórficas, nos metagabros e essencialmente nos metabasaltos, dispersa os valores de Al_2O_3 (metabasaltos = 12.81-20.95%) e CaO (metabasaltos = 4.77-14.08%), em função da abundância modal de anfíbola, epidoto, clorite e albite. Idêntica dispersão regista-se também no Fe_2O_3 e MgO . Nestes óxidos, observam-se inflexões nos seus padrões de distribuição, relativamente aos índices de diferenciação, que traduzem a presença de anfíbola metamórfica e clorite.

TABELA 4.1

		%	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	P.R.	I.D.
dunitos	média	36,72	4,12	16,07	0,23	30,40	2,89	0,05	0,02	0,60	0,09	9,11	0,35	
	d. pad.	0,49	0,20	0,46	0,01	0,34	0,33	0,01	0,02	0,04	0,01	0,30	0,01	
	máx.	37,03	4,50	16,74	0,24	30,90	3,30	0,06	0,05	0,67	0,10	9,48	0,36	
	mín.	35,76	3,96	15,37	0,22	30,01	2,40	0,04	0,00	0,56	0,08	8,63	0,33	
werlitos	média	38,90	5,16	16,78	0,25	29,66	2,66	0,07	0,02	0,90	0,14	5,42	0,36	
	d. pad.	0,58	0,68	0,90	0,02	1,79	0,55	0,02	0,02	0,10	0,01	0,53	0,02	
	máx.	39,50	6,10	17,54	0,27	30,92	3,18	0,10	0,05	1,03	0,15	5,99	0,40	
	mín.	38,18	4,55	15,73	0,24	26,50	2,06	0,05	0,01	0,81	0,13	4,78	0,34	
cumulados piroxeníticos	média	48,92	9,15	11,92	0,23	10,85	13,84	1,64	0,19	1,49	0,12	0,96	0,52	
	d. pad.	0,25	0,37	0,15	0,01	0,43	0,10	0,08	0,02	0,12	0,02	0,03	0,01	
	máx.	49,07	9,57	12,09	0,23	11,13	13,91	1,73	0,22	1,63	0,14	0,98	0,54	
	mín.	48,63	8,88	11,83	0,22	10,35	13,72	1,60	0,18	1,41	0,11	0,93	0,52	
metagabros	média	47,28	16,58	10,89	0,23	7,25	11,44	2,50	0,42	1,46	0,18	1,38	0,60	
	d. pad.	0,60	1,23	1,36	0,08	1,10	0,98	0,63	0,43	0,10	0,04	0,65	0,05	
	máx.	48,28	18,06	12,55	0,38	8,28	12,21	3,93	1,40	1,65	0,24	2,95	0,74	
	mín.	46,44	14,60	8,49	0,15	4,40	8,51	1,46	0,07	1,35	0,13	0,84	0,52	
metabasaltos	média	46,64	15,65	11,23	0,20	6,92	9,74	3,22	0,31	1,89	0,25	3,54	0,621	
	d. pad.	1,78	1,72	1,50	0,04	1,72	2,57	0,84	0,30	0,46	0,09	2,71	0,066	
	máx.	49,91	20,95	15,23	0,33	12,75	14,08	6,04	1,44	2,97	0,41	9,33	0,790	
	mín.	43,56	12,81	8,82	0,14	3,45	4,77	1,19	0,04	0,94	0,07	0,48	0,497	

I.D.= $\text{FeO}_{\text{tot}}/(\text{FeO}_{\text{tot}}+\text{MgO})$, assumindo Fe_2O_3 como FeO_{tot}

Tabela 4.1 – Médias, desvios padrão, valores máximos e mínimos de elementos maiores, perda ao rubro (P. R.) e índices de diferenciação analisados nos diferentes litótipos das Sequências Ofiolíticas Internas.

O MnO e o P₂O₅ não apresentam variações significativas, enquanto que o Na₂O e K₂O, óxidos de elementos com comportamento geoquímico semelhante (Rollison, 1993), aumentam em função do índice de diferenciação. Os valores mais elevados em Na₂O (6.04%) e K₂O (1.44%) foram obtidos nos metabasaltos. No caso do Na₂O (fig. 4.6), o seu aumento está directamente relacionado com a presença de albite nas paragénese metamórficas.

O TiO₂ (fig. 4.7) aumenta, também, das rochas ultrabásicas para as básicas, verificando-se nos cumulos piroxeníticos (1.41-1.63%) e metagabros (1.35-1.65%) concentrações bastante homogêneas. Nos metabasaltos os valores aumentam ligeiramente (0.94-2.97%), traduzindo o aumento de esfena e óxidos de ferro, principalmente ilmenite, na composição destas rochas.

As percentagens de perda ao rubro (P. R.), analisadas nas diferentes litologias, dependem da quantidade de voláteis presentes (fig. 4.8). Assim sendo, os dunitos, devido à forte serpentinização apresentam os valores de P. R. mais elevados (8.63-9.48%). Estes valores, diminuem ligeiramente nos werlitos, onde a serpentinização é parcial. Os cumulos piroxeníticos, essencialmente constituídos por fases mineralógicas primárias anidras, apresentam os valores mais baixos de perda ao rubro (0.93-0.98%). As variações nos metagabros e metabasaltos resultam da maior ou menor percentagem modal de fases mineralógicas hidratadas, nomeadamente clorite, anfíbola e epídoto.

Apesar das variações composicionais descritas, em termos de elementos maiores, a gama de resultados obtidos (Fe₂O₃ = 8.49-17.54%; TiO₂ = 0.56-2.97%; Al₂O₃/TiO₂ = 4.74-18.37; Fe₂O₃/MgO = 0.5-3.76) suportam composições toleíticas para as Sequências Ofiolíticas Internas. Com efeito, os valores de TiO₂ e as razões Fe₂O₃/MgO (assumindo o Fe₂O₃ como FeO_{tot}) mostram uma correlação positiva (fig. 4.9), semelhante às descritas por Miyashiro (1974) para as séries toleíticas, não se observando variações significativas nas concentrações de SiO₂ (fig. 4.10).

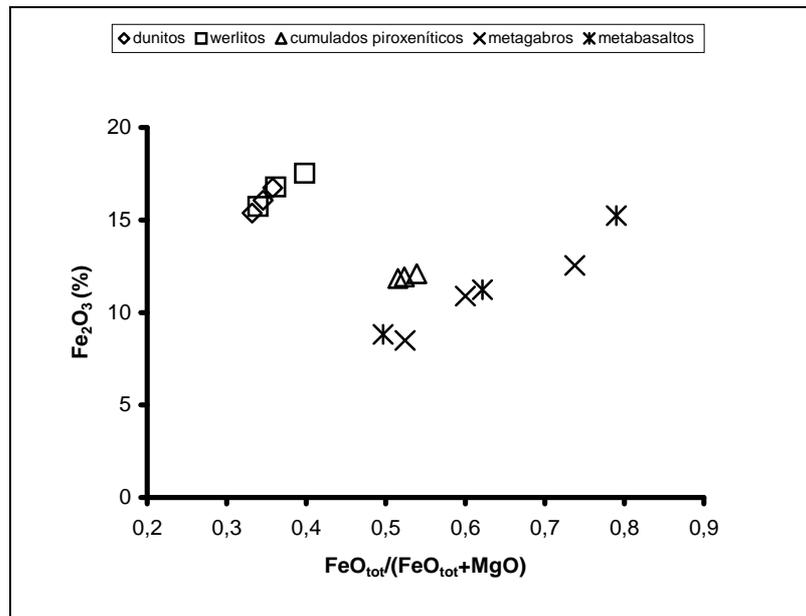


Fig. 4.1 – Diagrama Fe_2O_3 – Índice de Diferenciação. As projecções correspondem aos valores médios, mínimos e máximos.

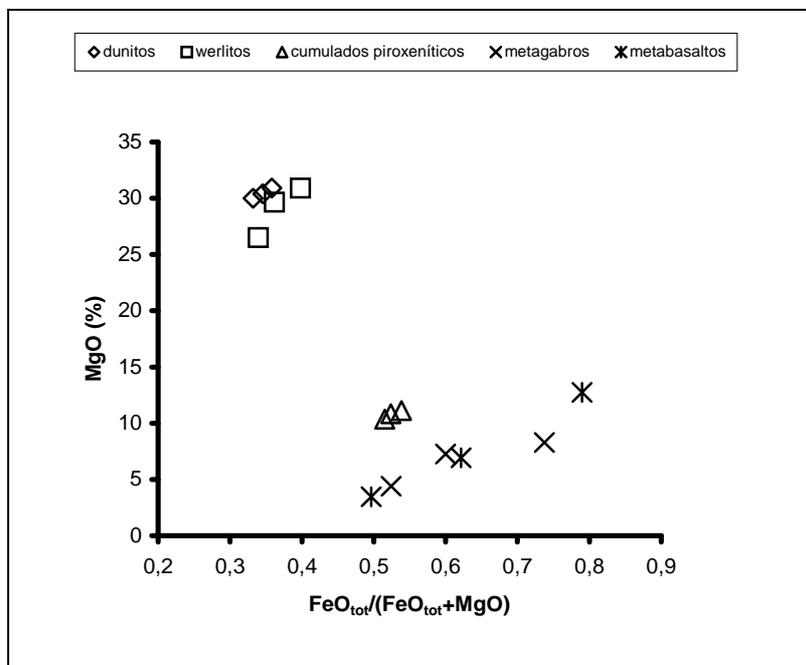


Fig. 4.2 – Diagrama MgO – Índice de Diferenciação. As projecções correspondem aos valores médios, mínimos e máximos.

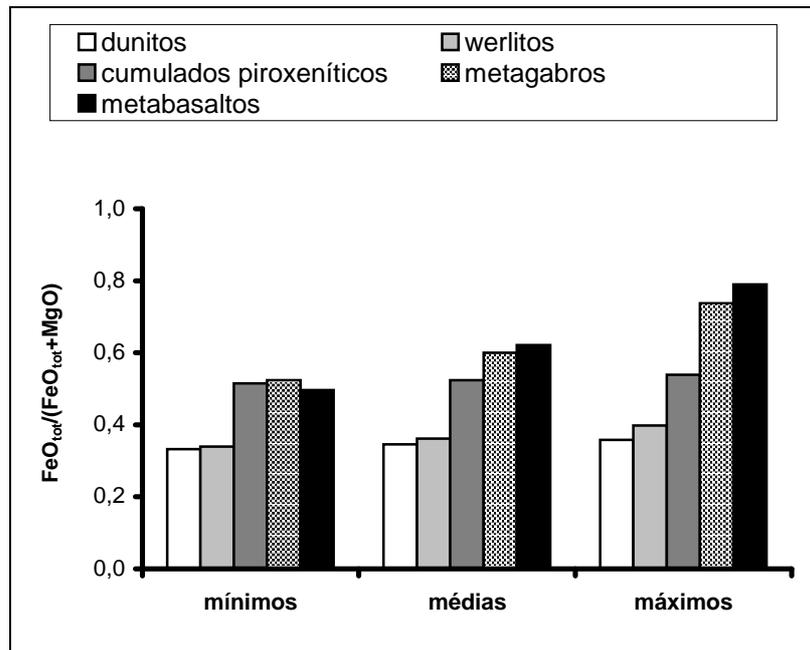


Fig. 4.3 – Histograma de Índices de Diferenciação.

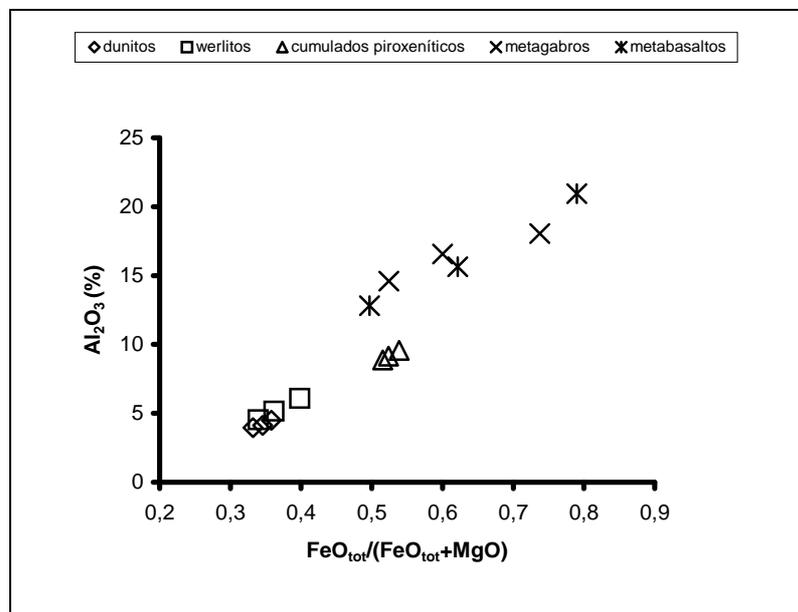


Fig. 4.4 – Diagrama Al₂O₃ – Índice de Diferenciação. As projecções correspondem aos valores médios, mínimos e máximos.

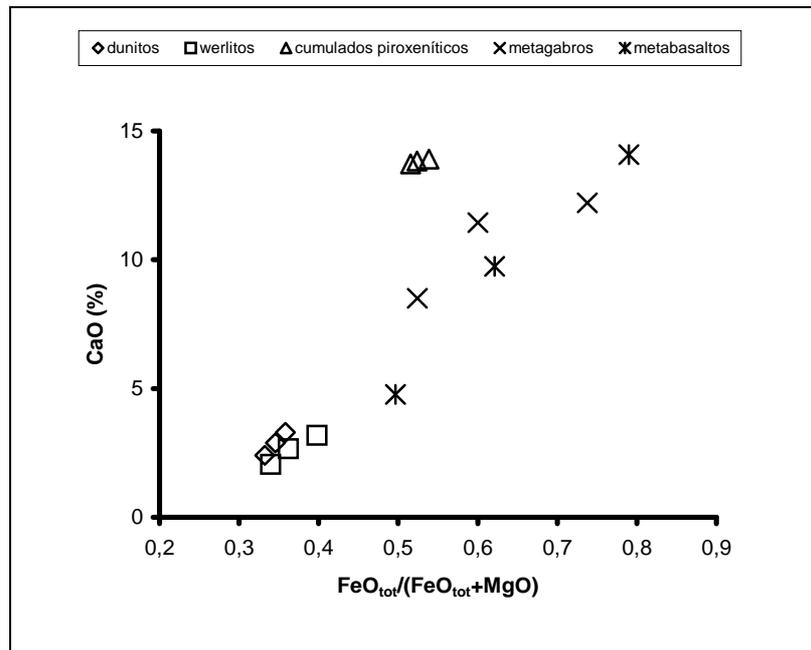


Fig. 4.5 – Diagrama CaO – Índice de Diferenciação. As projecções correspondem aos valores médios, mínimos e máximos.

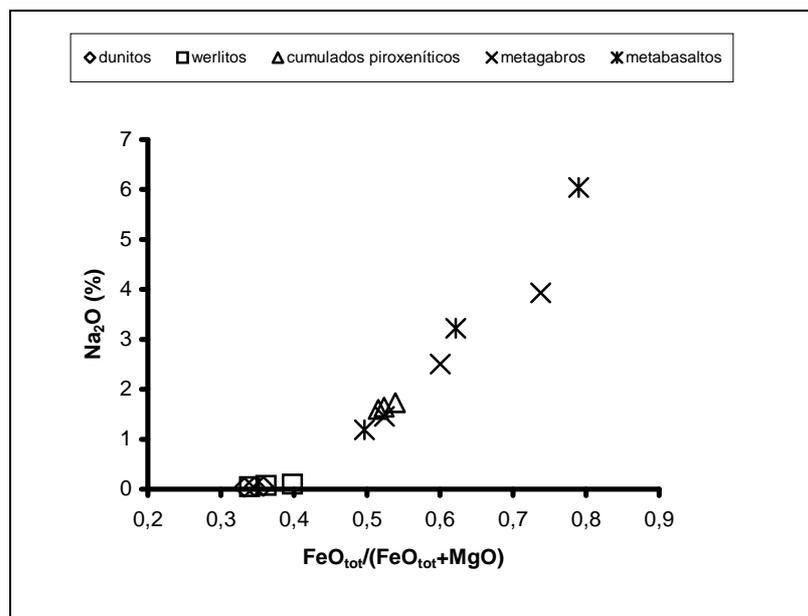


Fig. 4.6 – Diagrama Na_2O – Índice de Diferenciação. As projecções correspondem aos valores médios, mínimos e máximos.

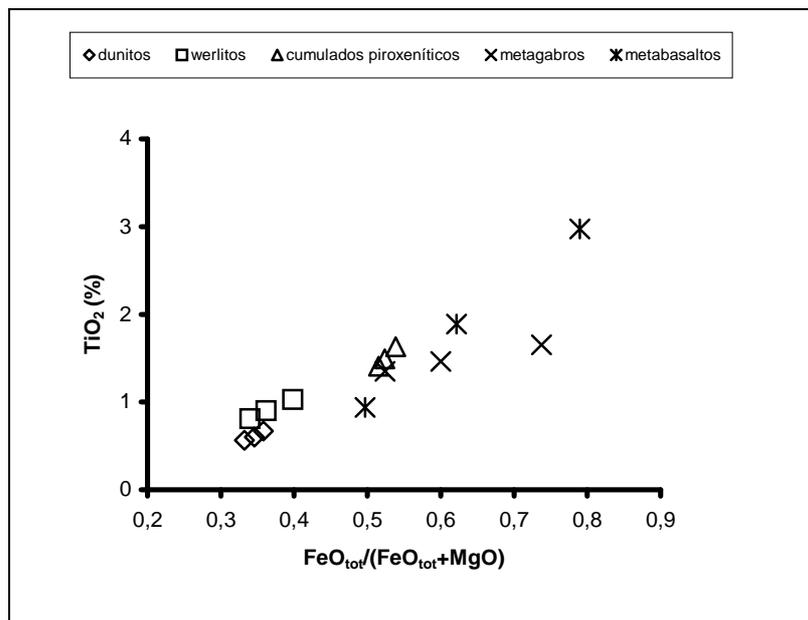


Fig. 4.7 – Diagrama TiO₂ – Índice de Diferenciação. As projecções correspondem aos valores médios, mínimos e máximos.

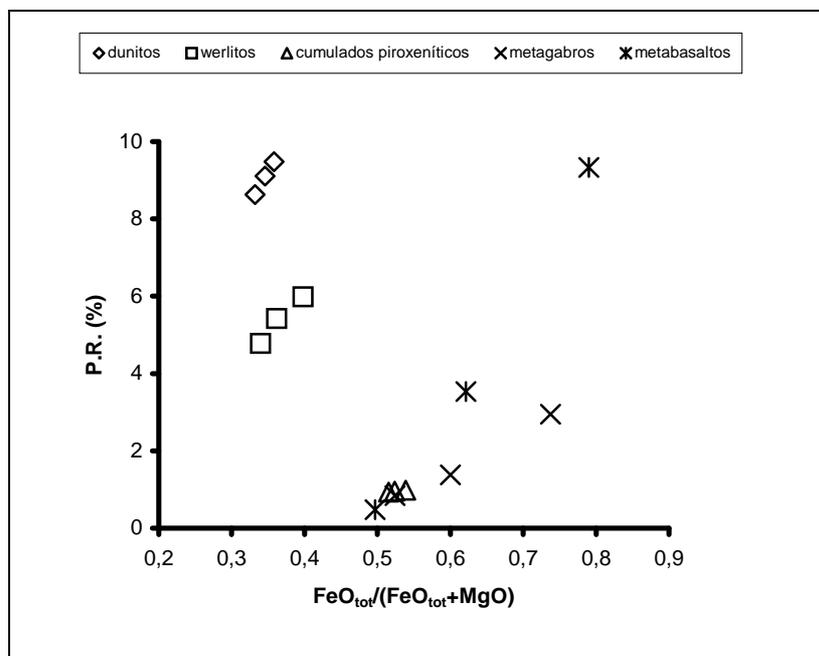


Fig. 4.8 – Diagrama P. R. – Índice de Diferenciação. As projecções correspondem aos valores médios, mínimos e máximos.

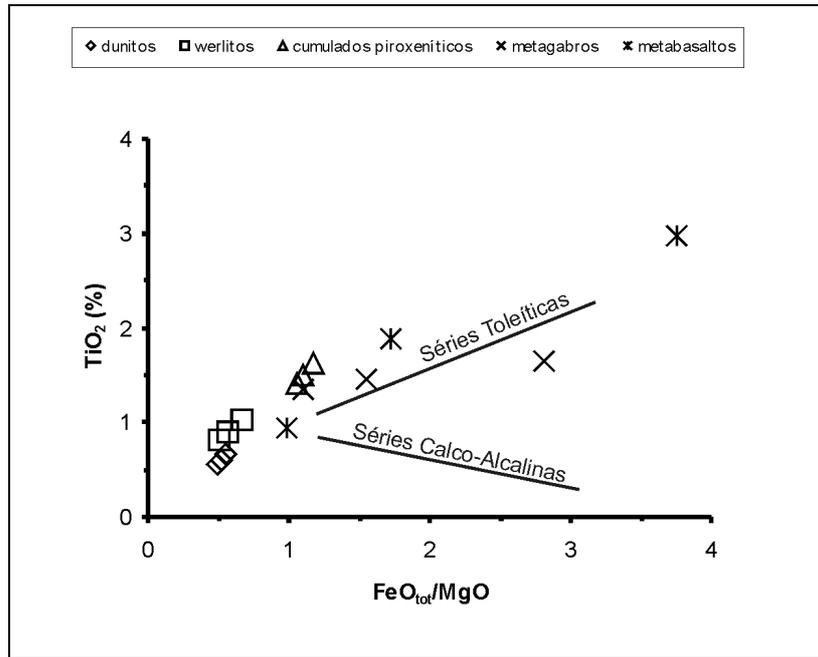


Fig. 4.9 – Diagrama TiO_2 – $\text{FeO}_{\text{tot}}/\text{MgO}$. As projecções correspondem aos valores médios, mínimos e máximos. As linhas de tendência toleítica e calco-alcalina foram adaptadas de Miyashiro (1974).

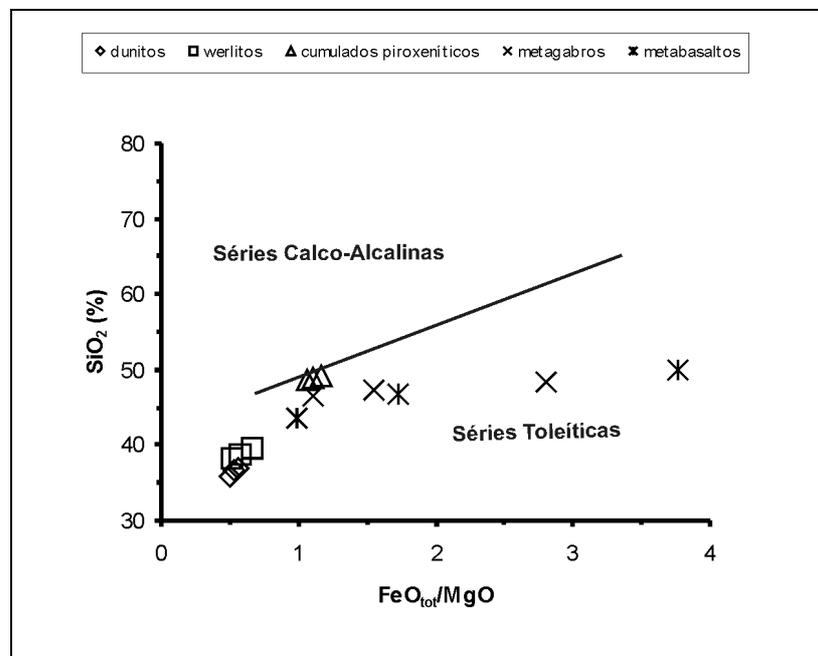


Fig. 4.10 – Diagrama SiO_2 – $\text{FeO}_{\text{tot}}/\text{MgO}$. As projecções correspondem aos valores médios, mínimos e máximos. A separação entre séries toleíticas e calco-alcalinas foi adaptada de Miyashiro (1974).

4.2 Elementos em traço

Do ponto de vista geoquímico, os elementos são classificados em grupos com características físico-químicas semelhantes, em função do posicionamento na tabela periódica e de acordo com o seu comportamento em sistemas magmáticos (Mason and Moore, 1982; Wilson, 1989; Rollinson, 1993). Assim, para a caracterização litogeoquímica é dada especial importância aos elementos que não são, facilmente, remobilizados durante o metassomatismo e/ou metamorfismo e que possuem comportamento incompatível durante os processos de evolução magmática (Cox *et al.*, 1979, Mason and Moore, 1982; Wilson, 1989; Rollinson, 1993). Reúnem estas condições os elementos de alto potencial iônico (HFSE – “High Field Strength Elements”) – Lantanídeos, Y, Zr, Hf, Nb, Ta, Th, U, Cr, Ni, V e Ti – cujas razões carga iônica/raio iônico são iguais ou superiores a 2.0 (Rollinson, 1993).

Como o aumento de carga electrostática por unidade de área é, em termos gerais, proporcional à imobilidade dos elementos, os elementos de alto potencial iônico permitem caracterizar geoquimicamente os protólitos ígneos de rochas afectadas por metamorfismo (Pearce and Cann, 1973; Floyd & Winchester, 1975, 1978; Pearce, 1975; Winchester & Floyd, 1977; Wilson, 1989; Rollinson, 1993). Por outro lado, dado que são elementos, normalmente, incompatíveis durante a cristalização magmática, não são facilmente admitidos nas estruturas dos minerais, resultantes da cristalização, pelo que as razões interelementares mantêm-se, mais ou menos, constantes em líquidos produzidos por elevados graus de fusão parcial, sendo que a presença de cristais acumulados, também não deve afectar, significativamente, as referidas razões (Sun & Nesbitt, 1977, Sun, 1982). Os elementos de alto potencial iônico são, normalmente, elementos em traço cujo comportamento encontra-se bem documentado bibliograficamente e que serão utilizados neste trabalho, de forma a caracterizar os protólitos ígneos das Sequências Ofiolíticas Internas. O Ti, apesar de ser considerado um elemento maior, será também analisado neste subcapítulo, visto apresentar um comportamento semelhante aos elementos em traço.

4.2.1 Elementos de Alto Potencial Iônico

As concentrações em Ti (3375 – 17823 ppm), Cr (23 – 2670 ppm) , Zr (36.15 – 195.74 ppm) e Y (10.98 – 49.68 ppm), bem como razões Ti/Zr (91.3 ± 16.1), Ti/Y (376.7 ± 58.3) e Ti/Cr (63.7 ± 107.5) confirmam o carácter toleítico das Sequências Ofiolíticas Internas sugerido pelos elementos maiores. Este tipo de quimismo, inicialmente sugerido por Pedro *et al.* (1998) apresenta-se bem definido no diagrama discriminante Ti vs. Zr (fig. 4.11) de Pearce and Cann (1973). Os resultados mostram uma correlação positiva, semelhante à definida para os basaltos dos fundos oceânicos, apesar dos metabasaltos se encontrarem dispersos e projectarem-se, parcialmente, fora dos campos definidos por estes autores. A projecção dos valores de Ti e Cr (fig. 4.12) continua a mostrar abundâncias idênticas às exibidas pelos basaltos dos fundos oceânicos (Pearce, 1975), verificando-se das rochas ultrabásicas para os metabasaltos uma diminuição do Cr e enriquecimentos em Ti. De igual forma, neste diagrama observa-se também dispersão nos resultados obtidos para os metabasaltos, a qual está geneticamente relacionada com a presença de fases mineralógicas titaníferas (essencialmente esfena) e com a ausência de fases cromíferas, nos metabasaltos.

O diagrama discriminante Ti/100 – Zr – Y*3 (fig. 4.13) de Pearce and Cann (1973), corrobora o carácter toleítico das Sequências Ofiolíticas Internas, dado que os respectivos valores projectam-se segundo uma tendência, entre dois componentes – MORB (“Mid Ocean Ridge Basalts”) e basaltos intraplaca – que é semelhante às descritas para a grande maioria dos basaltos dos fundos oceânicos (Wilson, 1989; Floyd; 1991; Juteau and Maury; 1999; Lundstrom *et al.*, 2000; Weyer *et al.*, 2003), não se detectando quaisquer evidências sintomáticas de calco-alcalinidade.

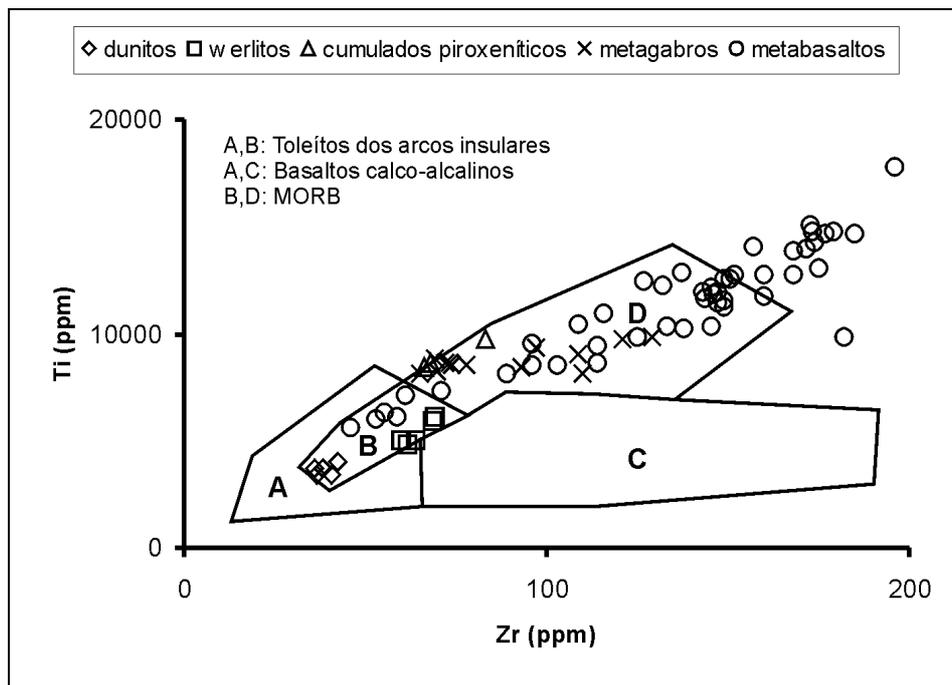


Fig. 4.11 – Diagrama discriminante Ti vs. Zr (Pearce and Cann, 1973) para os diferentes litótipos das Sequências Ofiolíticas Internas.

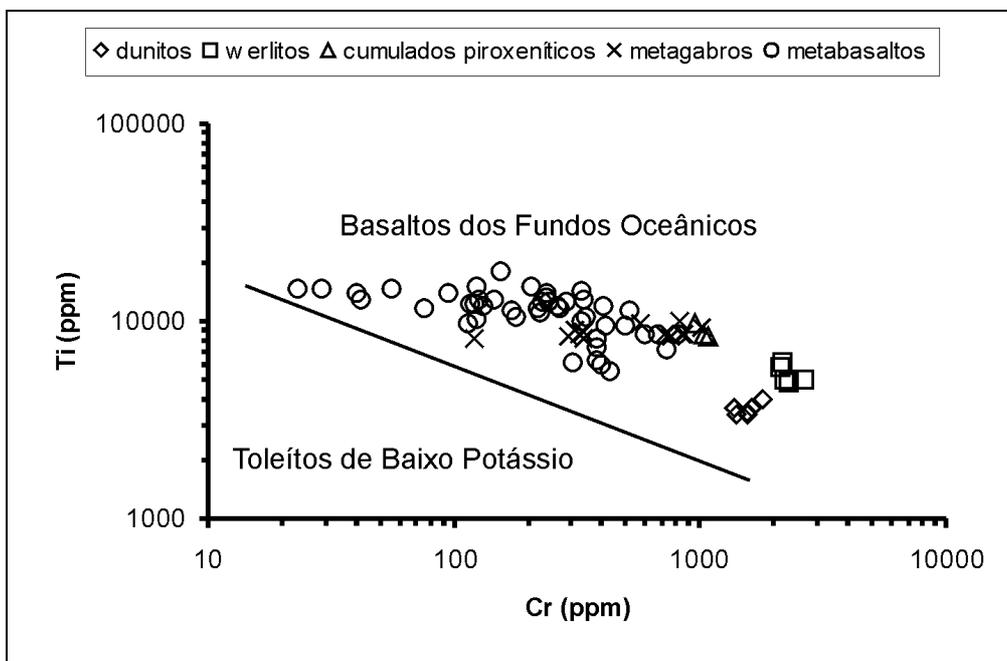


Fig. 4.12 – Diagrama Ti vs. Cr para os diferentes litótipos das Sequências Ofiolíticas Internas. A separação entre os diferentes tipos de toleítos foi adaptada de Pearce (1975).

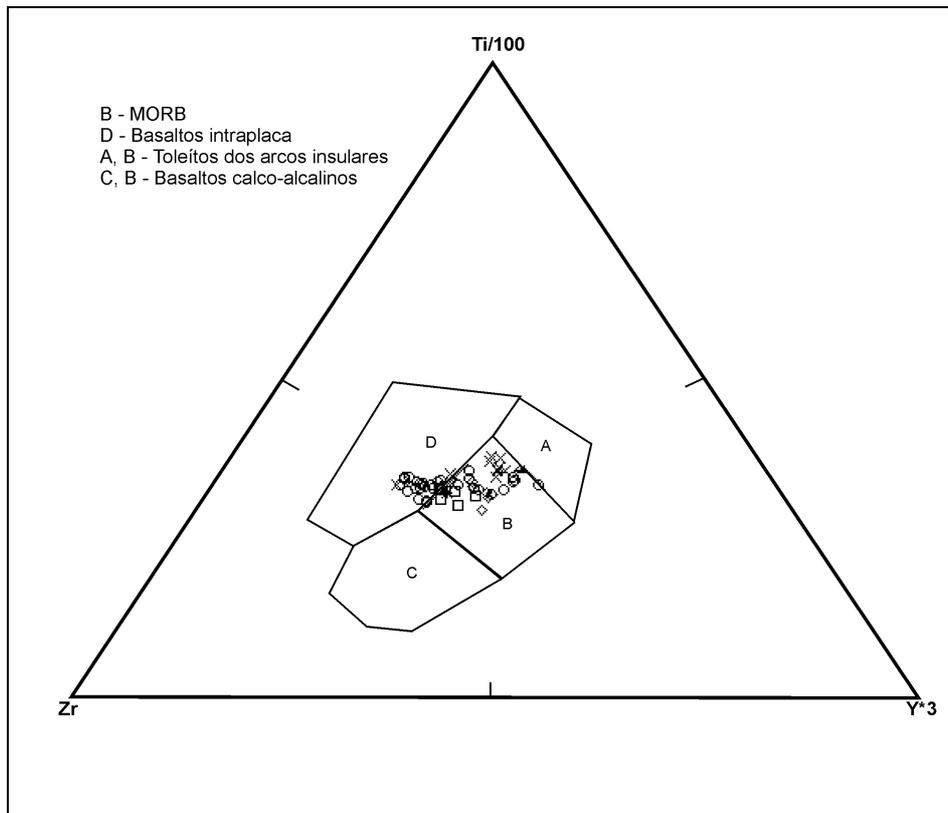


Fig. 4.13 – Diagrama discriminante Ti-Zr-Y (Pearce and Cann, 1973) para os diferentes litótipos das Sequências Ofiolíticas Internas. Os símbolos utilizados são idênticos aos das figuras anteriores.

Face ao exposto, as Sequências Ofiolíticas Internas, apesar de exibirem alguma heterogeneidade geoquímica, mostram afinidades com os MORB. No entanto, sabe-se que estes tipos de rochas (MORB) são heterogêneas, em termos de abundâncias de elementos altamente incompatíveis e respectivas razões. Os MORB variam desde os termos mais primitivos (N-MORB), designados por normais até termos mais evoluídos (E-MORB), designados por enriquecidos e que possuem características semelhantes às dos basaltos das ilhas oceânicas, existindo ainda os termos transicionais (T-MORB), entre estes dois tipos de basaltos dos fundos oceânicos (BVTP, 1981; 1989; Wilson, 1989; Floyd; 1991; Walker, 1991). Uma das formas de identificar e quantificar as heterogeneidades patenteadas pelos diferentes tipos de MORB é através das

razões Zr/Nb, as quais encontram-se bem estabelecidas para os diferentes tipos (Sun and McDonough, 1989); $Zr/Nb \geq 30$ e $Zr/Nb \approx 10$, são valores típicos, respectivamente, para N-MORB e E-MORB, enquanto que os T-MORB variam entre estes valores (Sun and McDonough, 1989; Wilson, 1989; Floyd; 1991).

TABELA 4.2					
Sector	Litótipo	Zr/Nb			
		média	d. padrão	mínimo	máximo
Oriola	Cumulados Piroxeníticos	20,28	0,30	20,00	20,61
	Metagabros	18,62	0,86	17,57	20,00
	Metabasaltos	17,33	9,01	9,31	39,44
Antas	Dunitos	39,94	1,56	38,83	41,04
	Werlitos	8,54	0,56	8,02	9,32
	Metagabros	8,66	0,36	8,29	9,14
	Metabasaltos	8,66	4,83	5,02	15,74
V. Ruiva	Metabasaltos	10,07	9,67	3,75	42,92
Santana	Dunitos	46,65	4,46	40,71	51,44
	Metabasaltos	18,87	3,32	16,01	24,25
S. Lourenço	Metagabros	36,12	25,99	17,74	54,50
	Metabasaltos	28,30	14,50	8,67	48,00

Tabela 4.2 – Médias, desvios padrão, valores máximos e mínimos das razões Zr/Nb para as diferentes litologias nos diferentes sectores das Sequências Ofiolíticas Internas.

Os resultados analíticos de Zr e Nb, obtidos para Sequências Ofiolíticas Internas, permitiram determinar um valor médio da razão Zr/Nb ($Zr/Nb = 19.1 \pm 13.4$), sensivelmente, intermédio entre os valores referenciados para os N-MORB e E-MORB. No entanto, a análise das razões Zr/Nb em função das diferentes litologias, das Sequências Ofiolíticas Internas, mostra alguma heterogeneidade nestes valores (tabela 4.2).

Os dunitos (sectores de Santana e Antas) possuem os valores mais elevados ($Zr/Nb = 38.8 - 51.4$), traduzindo o facto de serem rochas resultantes de processos de acumulação e do Zr ser menos incompatível que o Nb, na estrutura de olivinas e clinopiroxenas geradas a partir de líquidos com composições picríticas e/ou basálticas (Koppers and Nielsen; 2003). Por outro lado, a forte serpentinização exibida pelos dunitos não deve ser alheia ao quimismo geral destas rochas. Em condições muito específicas, envolvendo grandes actividades do anião flúor em soluções aquosas, os elementos de alto potencial iónico podem ser remobilizados (Rollison, 1993). Segundo Tsatsumi *et al.* (1986; *in*: O`Hanley, 1996) as concentrações em alguns elementos de alto potencial iónico, nomeadamente o Nb, analisadas em serpentinas sintéticas variam em função da actividade de fluidos, que sobre elas actuam. Assim, as elevadas razões Zr/Nb, determinadas nos dunitos das Sequências Ofiolíticas Internas, podem resultar da conjugação destes dois factores, ou seja, da composição mineralógica inicial e dos processos de serpentinização.

No sector de Antas, exceptuando os dunitos, as razões Zr/Nb são bastante homogéneas e semelhantes às dos E-MORB; as médias variam entre 8.5 e 8.7, verificando-se que os metabasaltos são as litologias que apresentam maior disparidade de valores.

No sector de Vila Ruiva as amostras estudadas (metabasaltos) em termos de razões Zr/Nb são bastante heterogéneas ($Zr/Nb = 3.8 - 42.9$). No entanto, o valor médio determinado ($Zr/Nb = 10.1 \pm 9.7$) permite, igualmente, correlacioná-las com os E-MORB.

Para o sector de Oriola, as razões Zr/Nb são superiores às dos sectores de Antas e Vila Ruiva. As médias das razões Zr/Nb variam entre 17.3 e 20.3; apresentam afinidades com os T-MORB. Neste sector verifica-se, também, que a maior oscilação nos valores analisados corresponde aos metabasaltos.

No sector de Santana, as razões Zr/Nb dos metabasaltos (média 18.9 ± 3.3) são idênticas às determinadas para as litologias do sector de Oriola, pelo que, de igual forma, são correlacionáveis com os T-MORB.

Por último, no sector de S. Lourenço, as razões Zr/Nb determinadas nos metagabros ($Zr/Nb = 36.1 \pm 26.0$) e nos metabasaltos ($Zr/Nb = 28.3 \pm 14.5$), mostram afinidades quer com os N-MORB, quer com os T-MORB, confirmando o quimismo transicional (N/T-MORB) inicialmente sugerido por Araújo *et al.* (1993) e Araújo (1995). Refira-se que em S. Lourenço os valores de Nb foram obtidos por fluorescência de RX e encontram-se, frequentemente, bastante próximos do limite de detecção. Assim, os valores de Nb podem estar subestimados, devido a erro analítico, e conseqüentemente as razões Zr/Nb podem encontrar-se sobrelevadas. No entanto, apesar deste constrangimento, o carácter toleítico semelhante aos MORB encontra-se bem definido.

Relativamente à análise do Zr e do Nb, apesar das heterogeneidades observadas nas razões Zr/Nb, conclui-se que as Sequências Ofiolíticas Internas são similares aos MORB (BVTP, 1981; Wilson, 1989; Floyd, 1991; Juteau and Maury, 1999; Lundstrom *et al.*, 2000; Roux *et al.*, 2002; Weyer *et al.*, 2003); variam desde os termos normais aos termos enriquecidos. Por outro lado, este tipo de quimismo transicional entre os N-MORB e os E-MORB, ao nível das razões Zr/Nb, é semelhante ao quimismo descrito em diferentes complexos ofiolíticos, cuja caracterização geoquímica encontra-se bem documentada bibliograficamente (Pedersen and Hertogen, 1990; Eissen *et al.*, 1998; Tribuzio *et al.*, 2000; Nicholson *et al.*, 2000; Savov *et al.*, 2001).

O enriquecimento em elementos altamente incompatíveis (e.g. Ti, Nb, Y e Zr) na crosta oceânica é, normalmente, indicativo de alcalinidade e encontra-se relacionado com os basaltos das ilhas oceânicas (Wilson, 1989; Floyd, 1991; Juteau and Maury, 1999). Diferentes autores (Pearce and Cann, 1973; Floyd & Winchester, 1975; Pearce, 1982) utilizam razões entre estes elementos, nomeadamente as razões Y/Nb e Ti/Y, como factores discriminantes entre basaltos intraplaca e MORB; $Y/Nb > 1$ e $Ti/Y \approx 180-400$ são os valores de referência admitidos para os MORB.

Nas tabelas 4.3 e 4.4 apresentam-se, respectivamente, valores das razões Y/Nb e Ti/Y para as Sequências Ofiolíticas Internas. Os valores médios das razões Y/Nb, superiores à unidade, mostram que as amostras em estudo

são semelhantes aos valores exibidos pelos basaltos dos fundos oceânicos (Pearce and Cann, 1973) e confirmam as heterogeneidades anteriormente determinadas.

TABELA 4.3					
Sector	Litótipo	Y/Nb			
		média	d. padrão	mínimo	máximo
Oriola	Cumulados Piroxeníticos	7,81	0,64	7,07	8,18
	Metagabros	6,28	0,39	5,68	6,67
	Metabasaltos	5,57	4,17	1,50	13,89
Antas	Dunitos	11,69	1,09	10,92	12,47
	Werlitos	2,11	0,21	1,81	2,32
	Metagabros	1,75	0,33	1,44	2,10
	Metabasaltos	2,11	1,48	1,00	4,30
V. Ruiva	Metabasaltos	2,23	3,03	0,72	12,64
Santana	Dunitos	14,64	1,47	12,68	16,16
	Metabasaltos	4,52	1,44	3,33	6,83
S. Lourenço	Metagabros	7,27	5,27	3,55	11,00
	Metabasaltos	5,97	3,66	1,24	11,82

Tabela 4.3 – Médias, desvios padrão, valores máximos e mínimos das razões Y/Nb para as diferentes litologias nos diferentes sectores das Sequências Ofiolíticas Internas.

As razões mais elevadas Y/Nb ocorrem nos dunitos, traduzindo o seu carácter empobrecido, enquanto que as restantes litologias dos sectores de Antas e Vila Ruiva, com valores aproximadamente duas vezes superiores à unidade, são semelhantes às razões exibidas pelos E-MORB (Pearce and Cann, 1973). Nos sectores de Oriola, S. Lourenço e nos metabasaltos de Santana os valores médios das razões Y/Nb são transicionais entre os valores dos N-MORB e E-MORB (Pearce and Cann, *op. cit.*).

Quanto às razões Ti/Y, as médias, mostram, grosso modo, que são, bastante homogêneas e concordantes com os valores estabelecidos para os MORB (Pearce, 1982).

A projecção das razões Ti/Y em função das razões Nb/Y (fig. 4.14), para as Sequências Ofiolíticas Internas, no diagrama discriminante de Pearce (1982), continua a evidenciar o quimismo toleítico das mesmas e permite concluir que as amostras mais enriquecidas não correspondem a rochas geradas em ambientes intraplaca, mas que se tratam de rochas cujo quimismo é idêntico ao observado nos sectores anómalos (E-MORB) das cristas médio-oceânicas (BVTP, 1981; Hannigan *et al.*, 2001; Roux *et al.*, 2002).

Como foi referido inicialmente, neste subcapítulo dar-se-à maior importância aos elementos pouco susceptíveis de serem remobilizados durante o metamorfismo e/ou metassomatismo e que correspondem aos HFSE. Em oposição a estes elementos temos os LILE (“Large Ion Lithophile Elements”), que nas mesmas condições são, normalmente, facilmente remobilizados (Pearce and Cann, 1973; Floyd & Winchester, 1975, 1978; Pearce, 1975; Winchester & Floyd, 1977; Wilson, 1989; Rollinson, 1993). Como as Sequências Ofiolíticas Internas apresentam-se metamorfizadas as abundâncias primárias dos LILE e respectivas razões, encontram-se alteradas, pelo que a sua utilização não é viável na caracterização litogeoquímica das amostras em estudo. No entanto, o Th e o La, apesar de serem elementos com alta intensidade de campo, dado o seu posicionamento na tabela periódica, tendem a ser mais incompatíveis e menos imóveis que o Nb (Wilson, 1989; Rollinson, 1993) e podem fornecer indicações sobre a evolução geoquímica dos LILE nos protólitos ígneos.

As razões La/Th e La/Nb permitem analisar e comparar grupos de elementos com comportamento geoquímico diferente, em termos de ambiência magmatogénica. Neste caso, os lantanídeos de baixo nº atómico, LILE e HFSE são representados respectivamente por La, Th e Nb.

TABELA 4.4					
Sector	Litótipo	Ti/Y			
		média	d. padrão	mínimo	máximo
Oriola	Cumulados Piroxeníticos	323,26	12,33	313,07	336,97
	Metagabros	353,23	22,61	327,42	385,38
	Metabasaltos	359,21	71,29	268,33	479,58
Antas	Dunitos	335,04	0,47	334,71	335,37
	Werlitos	339,65	32,09	307,21	383,91
	Metagabros	431,99	50,80	374,00	487,60
	Metabasaltos	379,42	28,65	356,48	420,18
V. Ruiva	Metabasaltos	419,64	56,06	321,20	494,68
Santana	Dunitos	292,05	12,62	273,96	303,35
	Metabasaltos	379,52	25,49	349,42	405,20
S. Lourenço	Metagabros	389,66	30,82	367,86	411,45
	Metabasaltos	402,72	48,39	329,73	509,56

Tabela 4.4 – Médias, desvios padrão, valores máximos e mínimos das razões Ti/Y para as diferentes litologias nos diferentes sectores das Sequências Ofiolíticas Internas.

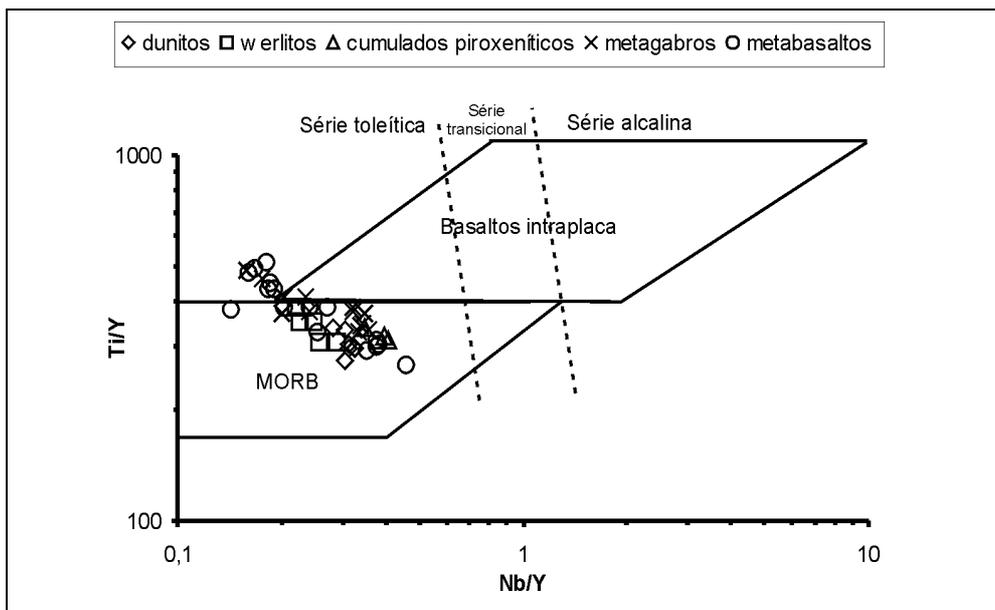


Fig. 4.14 – Diagrama Ti/Y vs. Nb/Y para os diferentes litótipos das Sequências Ofiolíticas Internas. Os campos composicionais e as séries magmáticas foram adaptados de Pearce (1982).

A projecção dos valores de La vs. Th (fig. 4.15) e La vs. Nb (fig. 4.16) definem boas correlações La/Th e La/Nb (La/Th \approx 10-20; La/Nb \approx 0.66-2.0), com enriquecimentos progressivos e preferenciais em La, relativamente ao Th, bem como concentrações em La e Nb, grosso modo, iguais.

Estas variações, mostram de forma inequívoca, o carácter toleítico das Sequências Ofiolíticas Internas, transicional entre um componente empobrecido, tipo N-MORB e um componente enriquecido, tipo E-MORB, não se detectando quaisquer evidências de magmatismo orogénico.

Caso existissem vestígios de uma componente orogénica, as razões La/Th e La/Nb seriam, respectivamente, inferiores e superiores às determinadas para as Sequências Ofiolíticas Internas (Gill, 1981; Wilson, 1989). Detectar-se-iam enriquecimentos nos elementos mais incompatíveis e menos imóveis, relativamente ao Nb, representativos do “descolamento” típico LILE/HFSE, característico do magmatismo basáltico orogénico (BVTP, 1981; Wilson, 1989).

O quimismo anorogénico das Sequências Ofiolíticas Internas já tinha sido anteriormente referido em diferentes estudos preliminares (Araújo *et al.*, 1993; Pedro *et al.*, 1998; Fonseca *et al.*, 1999; Pedro *et al.*, 2003a;b). No entanto, atendendo à análise e interpretação das variações em La, Nb e Th, apresentadas neste estudo, confirma-se que, de facto, as Sequências Ofiolíticas Internas possuem assinaturas geoquímicas anorogénicas, semelhantes às dos basaltos dos fundos oceânicos (Gill, 1981; Wilson, 1989; Saunders and Tarnay, 1991; Juteau and Maury, 1999).

O Ti e o V são dois metais de transição, cujo posicionamento na tabela periódica é adjacente, mas que em termos magmáticos apresentam comportamento distinto (Shervais, 1982). Segundo este autor, a variação dos coeficientes de distribuição do V em função da fugacidade do oxigénio permite utilizar as razões Ti/V para discriminar diferentes tipos de basaltos, dado que o V apresenta diferentes potenciais iónicos em meios reduzidos (V^{3+}) e oxidados (V^{4+} , V^{5+}), enquanto que o Ti ocorre, exclusivamente sob a forma de catiões tetravalentes.

Da análise da figura 4.17, conclui-se que as razões Ti/V, das Sequências Ofiolítica Internas, são, na sua maioria, concordantes com as razões estabelecidas para os basaltos toleíticos dos fundos oceânicos (Shervais, 1982). Existem algumas amostras (metabasaltos) que se projectam no campo dos basaltos alcalinos e que traduzem o carácter mais enriquecido do quimismo das sequências Ofiolíticas Internas. A ausência de quaisquer amostras que se projectem no campo dos toleítos dos arcos insulares comprova, mais uma vez, o carácter anorogénico das amostras analisadas.

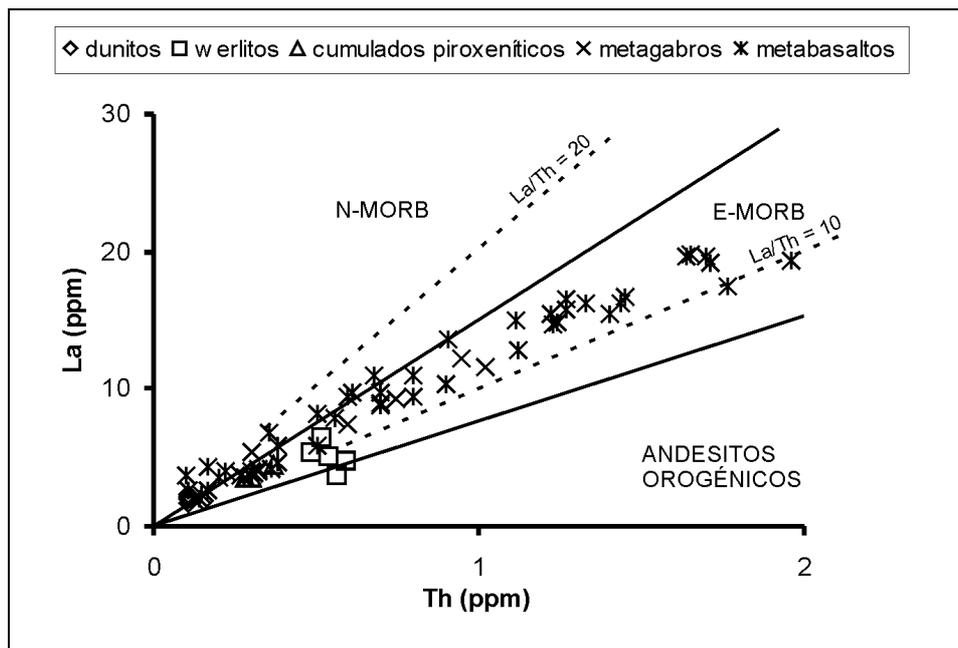


Fig. 4.15 – Diagrama La vs. Th para os diferentes litótipos das Sequências Ofiolíticas Internas. Campos composicionais segundo Gill (1981).

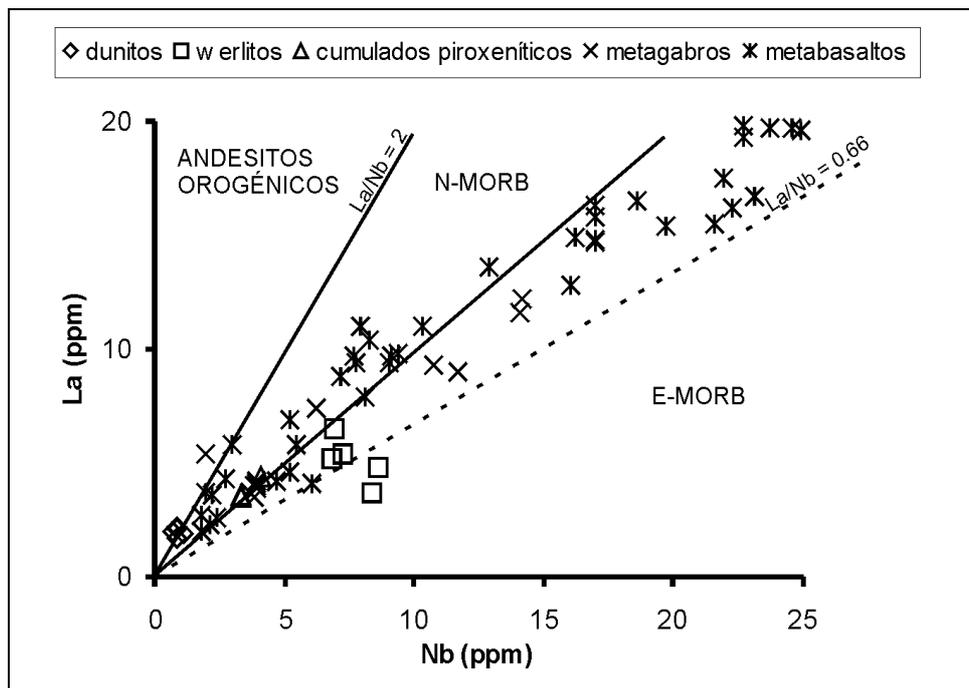


Fig. 4.16 – Diagrama La vs. Nb para os diferentes litótipos das Sequências Ofiolíticas Internas. Campos composicionais segundo Gill (1981).

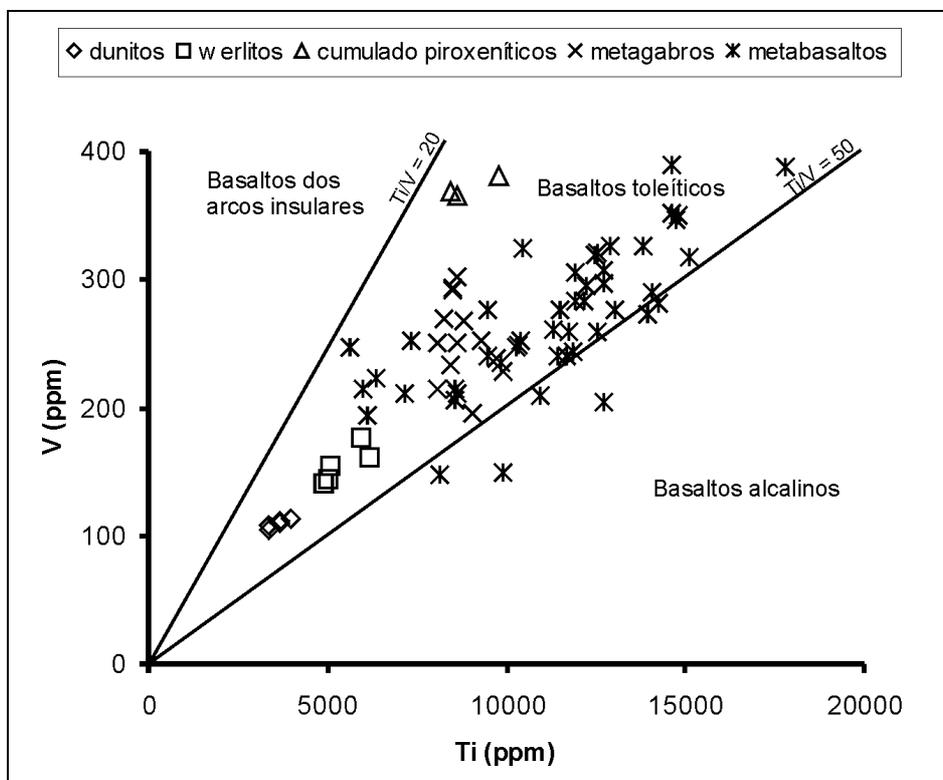


Fig. 4.17 – Diagrama V vs. Ti para os diferentes litótipos das Sequências Ofiolíticas Internas. Campos composicionais segundo Shervais (1982).

4.2.1.2 Diagramas Multielementares

Face ao exposto, com base nos elementos de alto potencial iónico, conclui-se que as assinaturas geoquímicas das Sequências Ofiolíticas Internas são, nitidamente, anorogénicas com um quimismo toleítico heterogéneo, variando desde termos mais empobrecidos, tipo N-MORB, até termos enriquecidos, tipo E-MORB. Estas heterogeneidades encontram-se bem explicitas nos diagramas multielementares rocha/condrito (figs. 4.18 a 4.22), construídos com elementos de alto potencial iónico (Th, Nb ou Ta, La, Ce, Nd, Zr, Sm, Ti, Tb Y e Yb) dispostos, da esquerda para a direita, segundo o grau decrescente de incompatibilidade (Sun & McDonough, 1989; Rollinson, 1993). Como as variações geoquímicas, das Sequências Ofiolíticas Internas, estão directamente relacionadas com o sector em que as rochas ocorrem (vejam-se as razões Zr/Nb e Y/Nb), a análise multielementar e dos respectivos padrões de distribuição será efectuada em função desses mesmos sectores, tendo-se como termos de comparação os valores de N-MORB, E-MORB e condríticos referidos por Sun & McDonough (1989).

a) Sector de Oriola

Da análise da figura 4.18, verifica-se que, no sector de Oriola, os padrões de distribuição dos cumulados piroxeníticos e metagabros são idênticos. Apresentam-se horizontalizados, com enriquecimentos cerca de dez vezes superiores aos valores condríticos. Os elementos mais incompatíveis (Th, Nb, La, Ce e Nd) possuem abundâncias, padronizadas, tipo T-MORB, ou seja, transicionais entre os valores referidos para os N-MORB e E-MORB. Os elementos menos incompatíveis têm uma distribuição muito idêntica à dos N-MORB. Assim sendo, conclui-se que os cumulados piroxeníticos e os metagabros são rochas empobrecidas em elementos de alto potencial iónico com um quimismo tipo N/T-MORB.

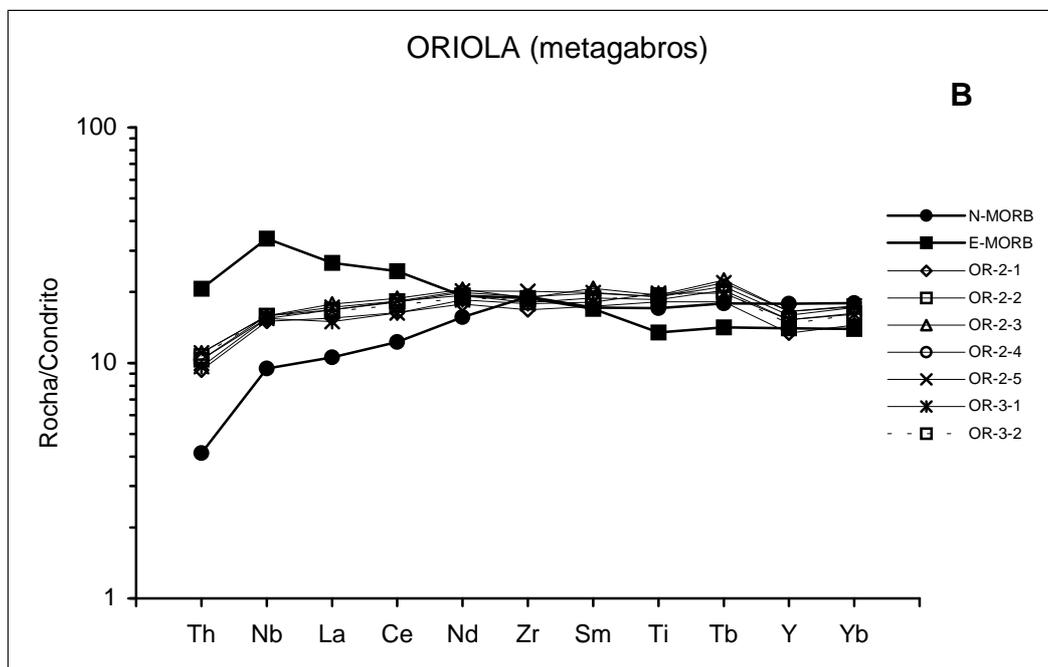
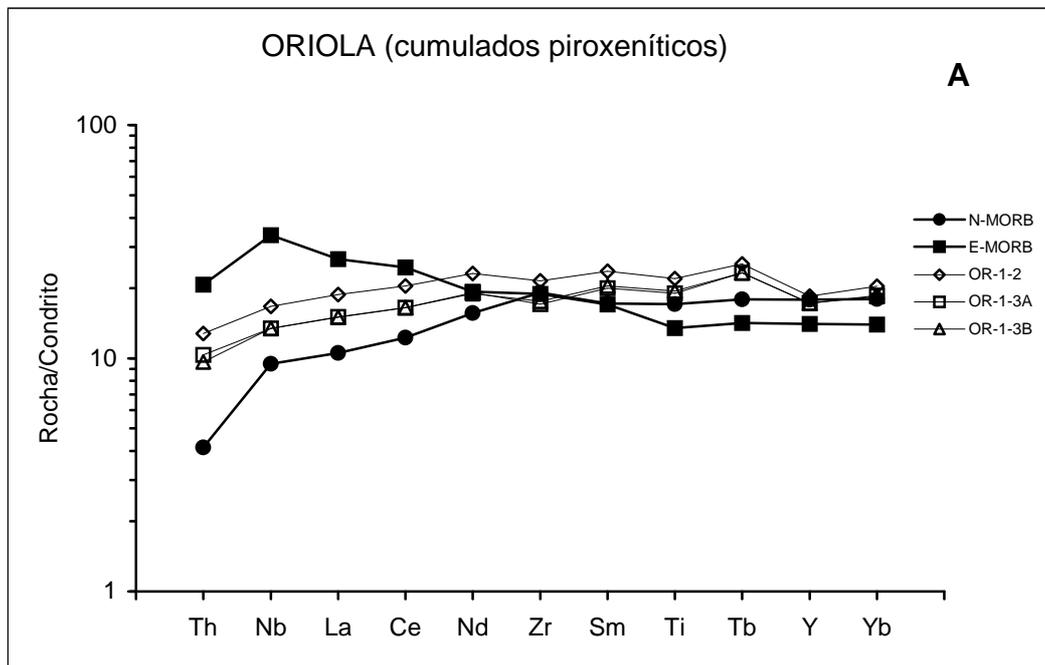


Fig. 4.18 – Diagrama multielementar rocha/condrito para o sector de Oriola. A: cumulados piroxeníticos; B: metagabros; C: metabasaltos. Valores condríticos, N-MORB e E-MORB segundo Sun & McDonough (1989).

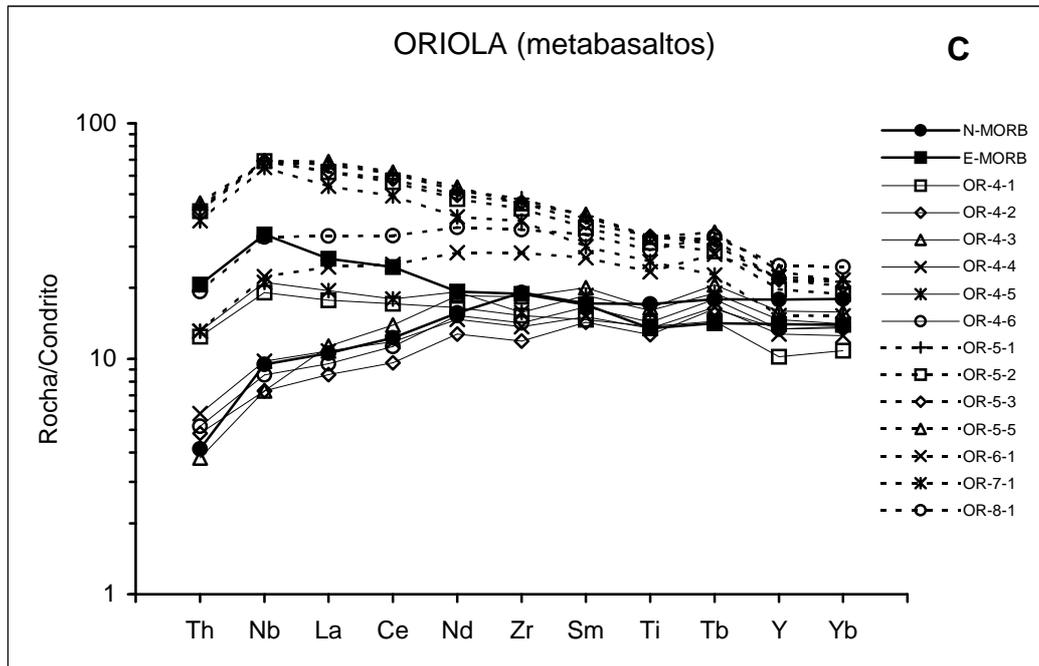


Fig. 4.18 (cont.) – Diagrama multielementar rocha/condrito para o sector de Oriola. A: cumulos piroxeníticos; B: metagabros; C: metabasaltos. Valores condríticos, N-MORB e E-MORB segundo Sun & McDonough (1989).

Os metabasaltos, por sua vez, apresentam três tipos de padrões de distribuição rocha/condrito com diferentes graus de enriquecimento:

- i)* Padrões com distribuição e abundâncias idênticas aos N-MORB (OR-4-2, OR-4-3, OR-4-4 e OR-4-6), caracterizados por empobrecimentos nos elementos mais incompatíveis relativamente aos menos incompatíveis;
- ii)* Padrões horizontalizados, pouco fraccionados com aumentos das abundâncias do Th para o La, tipo T-MORB (OR-4-1, OR-4-5 e OR-6-1), semelhantes aos exibidos pelos cumulos piroxeníticos e metagabros; e
- iii)* Padrões de distribuição idênticos aos E-MORB (OR-5-1, OR-5-2, OR-5-3, OR-5-5 e OR-7-1), enriquecidos nos elementos mais incompatíveis mas com abundâncias superiores às estabelecidas como típicas para este tipo de rochas.

As variações nos padrões de distribuição dos metabasaltos, admitindo que estes representam líquidos resultantes da fusão dos protólitos ígneos (Floyd, 1991; Juteau and Maury, 1999), podem traduzir o envolvimento de diferentes processos petrogenéticos. Como todos os padrões de distribuição, do sector de Oriola, caracterizam-se por apresentarem anomalias negativas em Ti e Y, atendendo aos coeficientes de partição sólido/líquido para estes elementos, envolvendo magmas basálticos (Koppers and Nielsen, 2003), é provável que este comportamento esteja relacionado com a maior ou menor acumulação de granada, magnetite titanífera ou ilmenite na fonte.

No entanto, para além da mineralogia residual na fonte, normalmente são também invocados diferentes processos petrogenéticos – cristalização fraccionada, mistura de magmas, heterogeneidades na fonte e variações no grau de fusão parcial (Wilson, 1989) – como mecanismos capazes de justificar as variações geoquímicas descritas para os metabasaltos de Oriola, as quais serão abordadas e analisadas no capítulo seguinte.

b) Sector de Antas

No sector de Antas, os padrões de distribuição dos dunitos (ANT-2-1 e ANT-2-2) são empobrecidos relativamente aos N-MORB (fig. 4.19), traduzindo o facto de corresponderem a produtos acumulados de olivina serpentinizada. As concentrações exibidas pelos elementos de alto potencial iónico, utilizadas nesta análise, são concordantes com as composições referenciadas para dunitos serpentinizados em condições geológicas similares às deste sector (O`Hanley, 1996, Meng and Zhang, 2000; Melcher *et al.*, 2002).

Os padrões de distribuição das restantes litologias (fig. 4.19), werlitos, metagabros e metabasaltos são homogéneos e caracterizam-se por possuírem enriquecimentos nos elementos mais incompatíveis, relativamente aos menos incompatíveis, semelhantes aos exibidos pelos E-MORB.

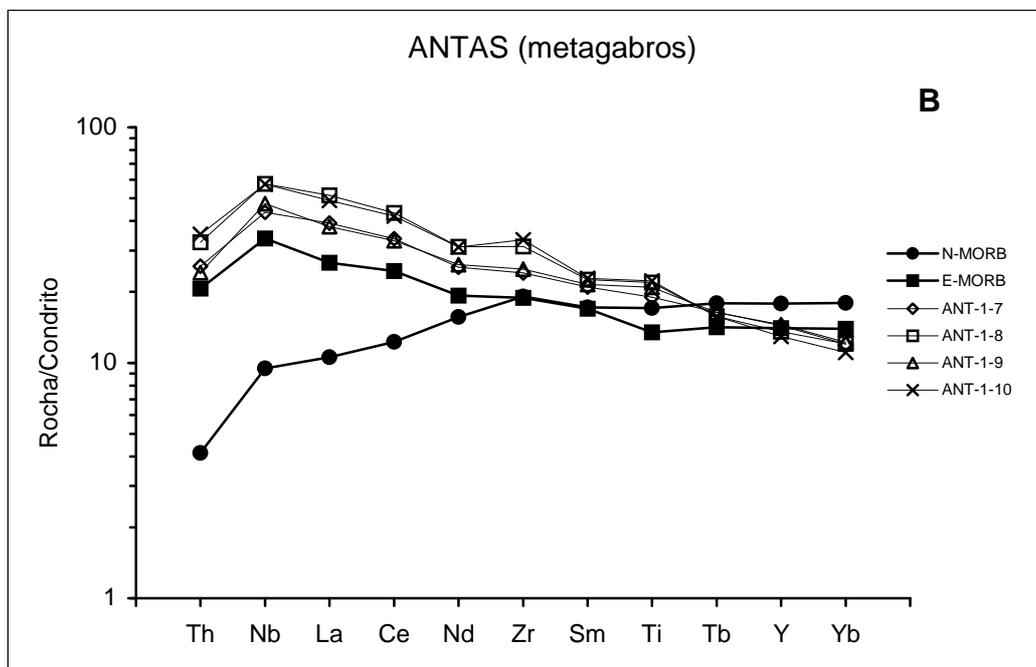
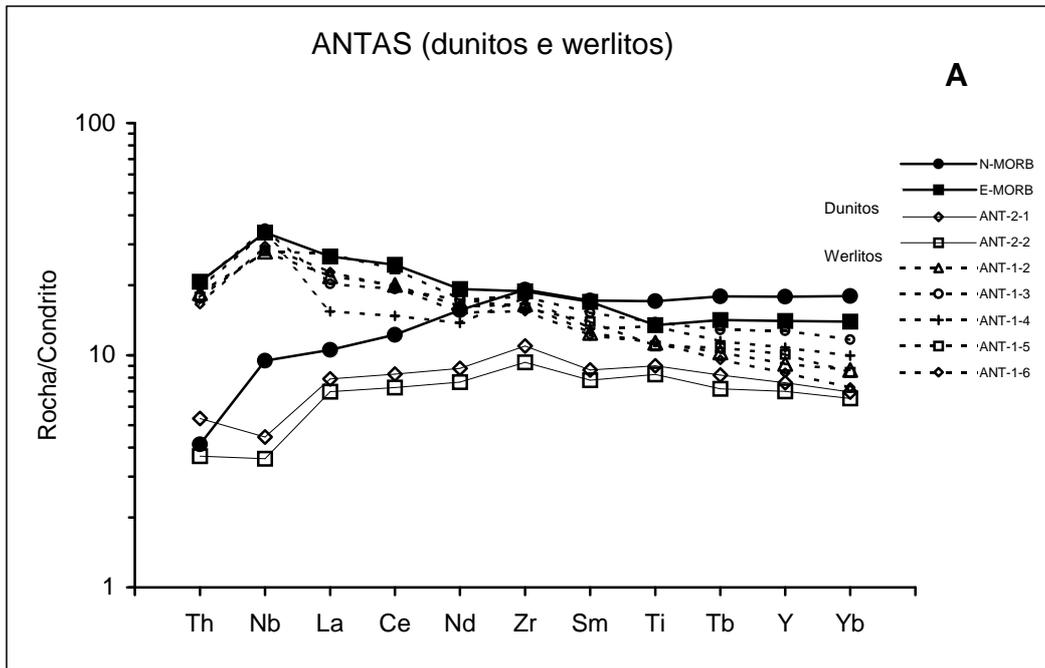


Fig. 4.19 – Diagrama multielementar rocha/condrito para o sector de Antas. A: dunitos e werlitos; B: metagabros; C: metabasaltos. Valores condríticos, N-MORB e E-MORB segundo Sun & McDonough (1989).

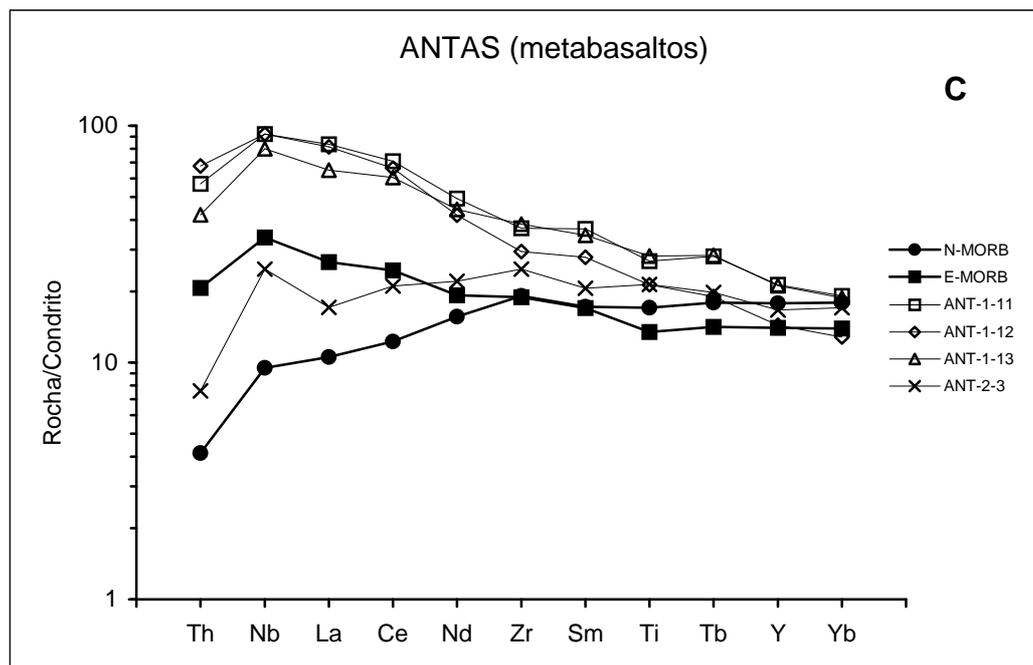


Fig. 4.19 (cont.) – Diagrama multielementar rocha/condrito para o sector de Antas. A: dunitos e werlitos; B: metagabros; C: metabasaltos. Valores condríticos, N-MORB e E-MORB segundo Sun & McDonough (1989).

Para além do carácter enriquecido, deste sector, (vejam-se as razões Zr/Nb e Y/Nb), é possível observar dos werlitos para os metagabros e destes para os metabasaltos enriquecimentos progressivos nos elementos mais incompatíveis, por vezes superiores aos estabelecidos para os E-MORB (Sun & McDonough, 1989). No caso dos metabasaltos (amostras ANT-1-11; ANT-1-12 e ANT-1-13), os enriquecimentos em elementos de alto potencial iónico e respectivos padrões de distribuição, atingem níveis que permitem correlacionar estas amostras com os basaltos oceânicos intraplaca (Wilson, 1989; Sun & McDonough, 1989; Floyd, 1991; Juteau and Maury, 1999).

Como a geometria dos padrões de distribuição dos werlitos, metagabros e metabasaltos não apresentam alterações significativas nas suas formas, as razões interelementares permanecem, mais ou menos, constantes. Assim, o maior ou menor enriquecimento, relativamente aos condritos e E-MORB, estará possivelmente relacionado com variações no grau de fusão parcial e/ou

heterogeneidades ao nível da fonte, hipóteses que serão testadas no capítulo seguinte.

Admitindo estes pressupostos como verdadeiros, e conjugado a informação litogeoquímica com relações geométricas macroscópicas deste sector, descritas no cap. 3.1.4, pode-se concluir que os diferentes litótipos da Sequência Ofiolítica de Antas formaram-se a partir de uma mesma fonte magmática, provavelmente enriquecida.

c) Sector de Santana

Os dunitos do sector de Santana (fig. 4.20) são, geoquímica e petrograficamente, idênticos aos do sector de Antas. Apresentam padrões de distribuição empobrecidos, relativamente aos N-MORB, os quais são semelhantes aos padrões de dunitos serpentinizados em diferentes complexos ofiolíticos (O`Hanley, 1996; Meng and Zhang, 2000; Melcher *et al.*, 2002).

Os metabasaltos (fig. 4.20) caracterizam-se por possuírem padrões de distribuição, rocha/condrito, ligeiramente curvos e enriquecidos relativamente aos N-MORB. A forma dos padrões de distribuição, mostra, em traços gerais, aumentos progressivos nas abundâncias dos elementos mais incompatíveis, neste caso, do Th até ao Zr e uma ligeira diminuição nas abundâncias do Zr para o Yb.

Apesar das concentrações serem, inclusive, superiores às dos E-MORB (Sun & McDonough, 1989), com excepção do Th e La na amostra SAT-4, os elementos de alto potencial iónico não se encontram fraccionados de forma a poderem-se correlacionar os metabasaltos de Santana com basaltos oceânicos enriquecidos. Pelo contrário, os seus padrões de distribuição reflectem a influência de dois componentes, um empobrecido (N-MORB) e outro enriquecido (E-MORB), que justifica as variações observadas nos elementos de alto potencial iónico.

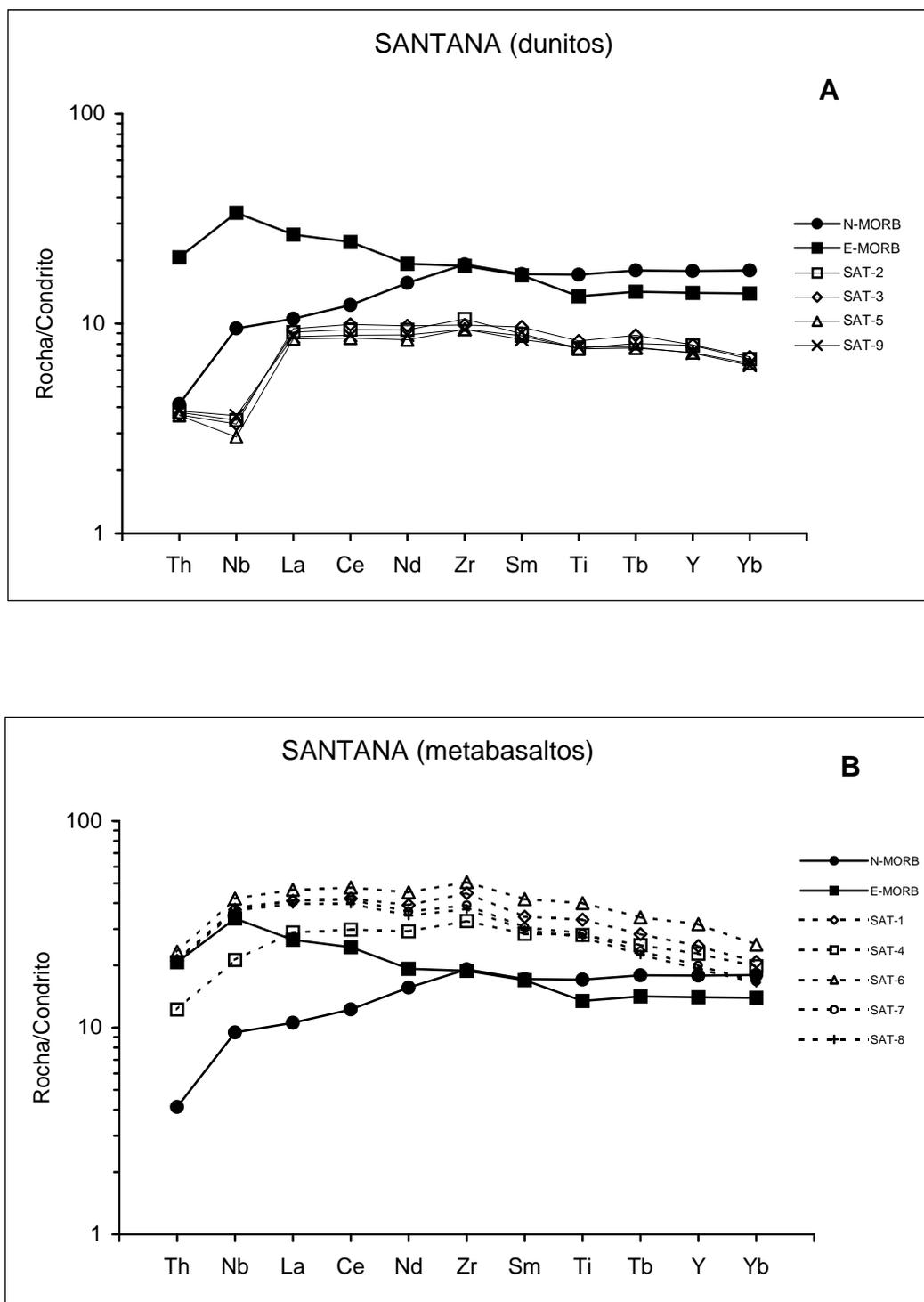


Fig. 4.20 – Diagrama multielementar rocha/condrito para o sector de SANTANA. A: dunitos; B: metabasaltos. Valores condríticos, N-MORB e E-MORB segundo Sun & McDonough (1989).

Assim sendo, os referidos aumentos do Th até ao Zr, semelhantes aos exibidos pelos N-MORB e as diminuições do Zr para o Yb, idênticas às exibidas pelos E-MORB, mostram, respectivamente, a presença de componentes empobrecidos e enriquecidos na fonte magmática.

Atendendo a estes aspectos, conclui-se que o quimismo dos metabasaltos de Santana é transicional, tipo T-MORB, e idêntico ao quimismo dos metabasaltos “transicionais” de Oriola (OR-4-1, OR-4-5 e OR-6-1).

c) Sector de Vila Ruiva

No sector de Vila Ruiva (fig. 4.21) os metabasaltos, com excepção da amostra VR-1-8, definem padrões de distribuição, rocha/condrito, fortemente fraccionados, com enriquecimentos generalizados nos elementos mais incompatíveis.

A amostra VR-1-8 corresponde a um metabasito, essencialmente constituído por anfíbola metamórfica (horneblenda actinolítica e actinolite) e clorite subordinada. O seu padrão de distribuição mostra aumentos nas concentrações do Th para o Zr e um ligeiro decréscimo do Zr para o Yb. Segundo Rollinson (1993) a horneblenda é um mineral que, em função dos coeficientes de partição sólido/líquido envolvendo magmas basálticos, apresenta um padrão de distribuição semelhante ao desta amostra.

Assim, o destaque da amostra VR-1-8, relativamente às restantes, pode traduzir o facto da mesma ter sido gerada e/ou segregada num estágio evolutivo diferente, correspondendo a um produto mais diferenciado, quase monominerálico, sendo a horneblenda o mineral que melhor se adapta às suas concentrações em termos de elementos de alto potencial iónico.

As restantes amostras apresentam padrões de distribuição, rocha/condrito, idênticos aos E-MORB, embora, em traços gerais, as abundâncias sejam, nitidamente, superiores às estabelecidas para este tipo de

basaltos oceânicos (BVTP, 1981; Wilson, 1989; Sun & McDonough, 1989; Floyd, 1991; Juteau and Maury, 1999). Com efeito, foram omitidas algumas amostras (VR-1-6, VR-1-9, VR-1-13, VR-1-14 e VR-1-16) na figura 4.21, não só por forma a não sobrecarregar a mesma, mas porque as concentrações, dessas amostras em Nb e/ou La são duas ordens de grandeza superiores aos valores condríticos (Sun & McDonough, 1989).

Este aspecto, mostra bem o carácter enriquecido deste sector ($Y/Nb_{med} = 2.33$; $Zr/Nb_{med} = 10.7$), por vezes próximo dos enriquecimentos patenteados pelos basaltos oceânicos intraplaca (BVTP, 1981; Wilson, 1989; Sun & McDonough, 1989; Floyd, 1991; Juteau and Maury, 1999). Enriquecimentos deste género, foram também detectados no sector de Antas, pelo que de igual forma, os enriquecimentos em elementos de alto potencial iónico observados em Santana, podem resultar de heterogeneidades ao nível da fonte magmática e/ou de baixos graus de fusão parcial.

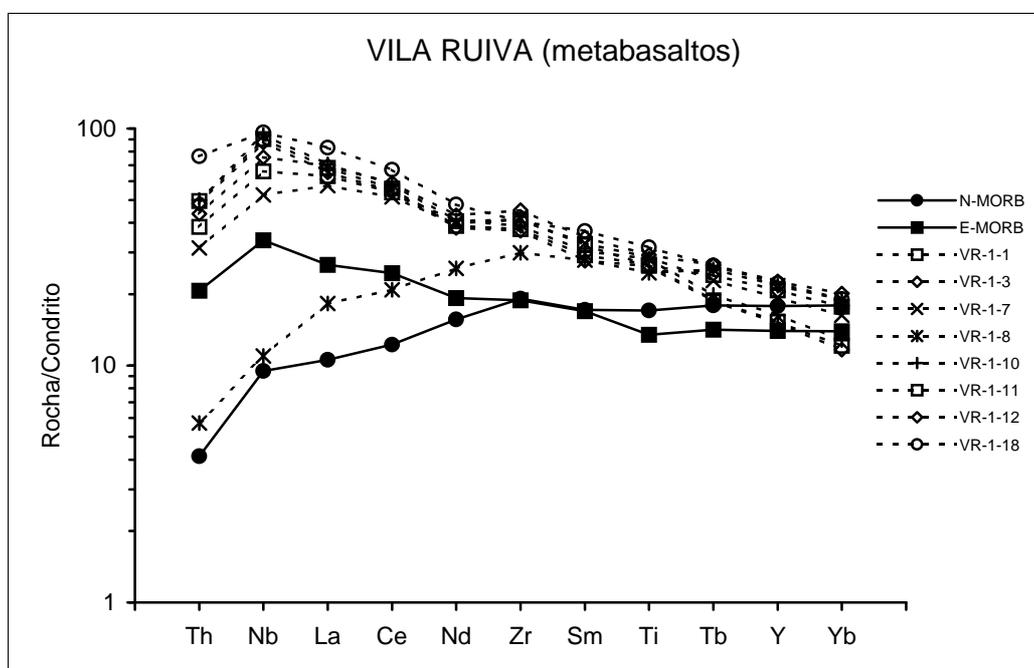


Fig. 4.21 – Diagrama multielementar rocha/condrito para o sector de Vila Ruiva. Valores condríticos, N-MORB e E-MORB segundo Sun & McDonough (1989).

d) Sector de S. Lourenço

No sector de S. Lourenço, as concentrações em Nb de algumas amostras encontram-se bastante próximas do limite de detecção do método analítico utilizado (fluorescência de RX). Como o Nb e o Ta, em sistemas magmáticos apresentam o mesmo comportamento geoquímico (Wilson, 1989; Rollinson, 1993; Weyer, 2003) e dado que os valores de Ta são superiores ao limite de detecção num maior número de amostras, optou-se por utilizar este elemento na construção dos diagramas rocha/condrito (fig.4.22) para este sector.

Os metagabros apresentam padrões de distribuição semelhantes à grande maioria dos metabasaltos deste sector. Definem enriquecimentos em Ta relativamente ao Th e ligeiros enriquecimentos nos elementos mais incompatíveis (Ta, La, Ce, Nd e Zr), relativamente aos menos incompatíveis (Sm, Ti, Tb Y e Yb), com abundâncias próximas das exibidas pelos E-MORB (Sun & McDonough, 1989). Caracterizam-se, ainda, pela presença de anomalias positivas em Zr, relativamente ao Nd e Sm.

Nos metabasaltos observam-se três tipos de padrões de distribuição com diferentes graus de enriquecimentos:

i) Um padrão de distribuição (AF-19) nitidamente enriquecido em elementos mais incompatíveis (Th, Ta, La, Ce, Nd e Zr), relativamente aos menos incompatíveis (Sm, Ti, Tb Y e Yb), com uma anomalia negativa em Ti bem marcada. Diferentes autores (BVTP, 1981; Wilson, 1989; Floyd, 1991; Juteau and Maury, 1999) indicam a presença de padrões deste tipo em basaltos oceânicos intraplaca;

ii) Padrões de distribuição pouco fraccionados (amostras: AF-12, AF-13, AF-14, AF-15 e AF-16), sensivelmente semelhantes aos metagabros, com anomalias positivas em Zr e ligeiros enriquecimentos nos elementos mais incompatíveis (Th, Ta, La, Ce, Nd e Zr),

relativamente aos menos incompatíveis (Sm, Ti, Tb Y e Yb). São correlacionáveis com os E-MORB, apesar de possuírem concentrações em Ce, Nd, Zr, Sm, Ti e Tb superiores às estabelecidas para este tipo de rochas (Sun & McDonough, 1989); e

iii) Padrões de distribuição (amostras: AF-16 e AF-21) tipo T-MORB, com Zr positivamente anómalo e com concentrações nos elementos mais incompatíveis (Th, Ta, La, Ce, Nd) próximas ou ligeiramente superiores às dos N-MORB (Sun & McDonough, 1989). Os elementos menos incompatíveis (Sm, Ti, Tb Y, Yb) apresentam valores próximos dos E-MORB (Sun & McDonough, 1989).

Em função dos dados apresentados, as rochas metabásicas do sector de S. Lourenço, em termos de elementos de alto potencial iónico, apresentam um quimismo variável entre os T-MORB e E-MORB, por vezes com enriquecimentos semelhantes aos reportados para os basaltos oceânicos intraplaca. Neste último caso, a anomalia negativa registada no Ti, relativamente aos elementos incompatíveis adjacentes, e assumindo que o seu comportamento é idêntico ao Sm, Tb, e Y, deve traduzir a sua extracção de um líquido para fases com as quais é compatível, por cristalização fraccionada, ou a sua retenção nas mesmas fases durante a fusão parcial.

O quimismo variável deste sector tipo T/E-MORB (Sun *et al.*, 1979) é semelhante ao identificado nos sectores de Oriola e Santana. Aliás, este tipo de quimismo em S. Lourenço foi inicialmente sugerido por Araújo *et al.* (1993) e confirmado posteriormente por Fonseca *et al.* (1999), durante os estudos geoquímicos preliminares realizados neste sector. Em primeira análise, parece resultar de heterogeneidades na fonte e/ou diferentes graus de fusão parcial, não se excluindo, também, o envolvimento de mecanismos de cristalização fraccionada na génese das rochas deste sector.

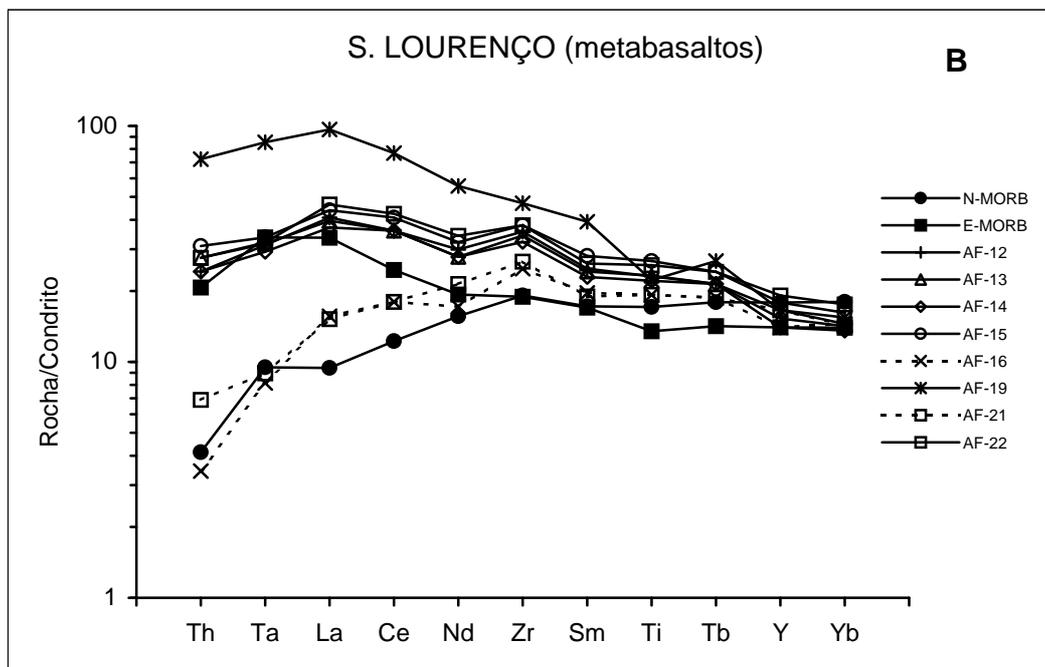
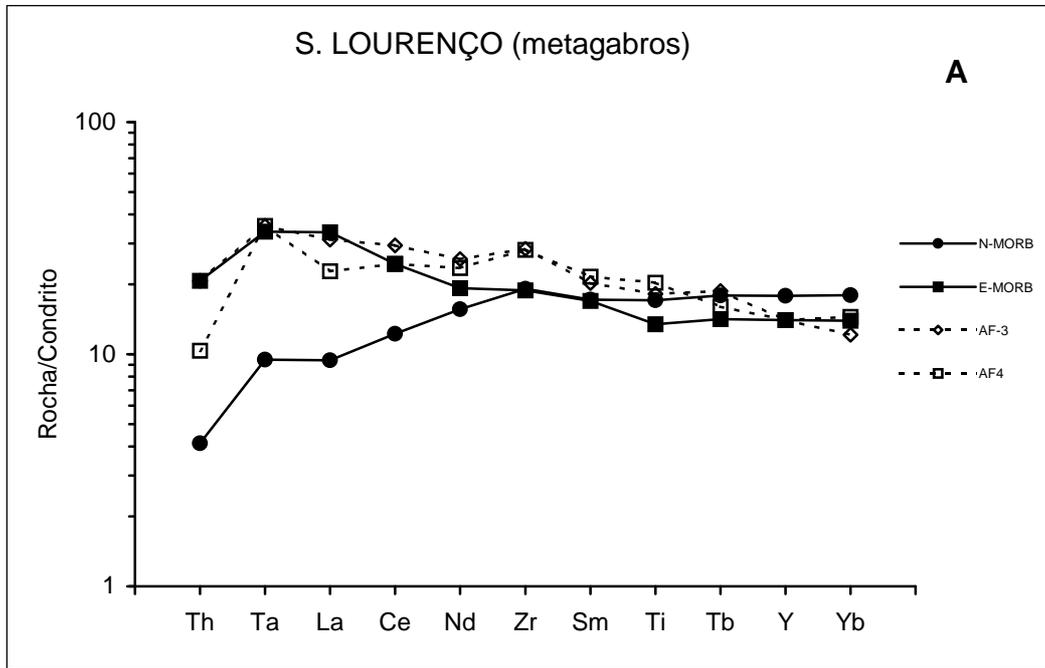


Fig. 4.22 – Diagrama multielementar rocha/condrito para o sector de S. Lourenço. A: metagabros; B: metabasaltos. Valores condriticos, N-MORB e E-MORB segundo Sun & McDonough (1989).

4.2.2 Lantanídeos

Os lantanídeos ou elementos do grupo das terras raras (REE: “Rare Earth Elements”) são elementos de alto potencial iónico, com comportamento geoquímico similar, permitindo analisá-los em conjunto. Compreendem uma série de quinze metais (La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) com números atômicos do 57 (La) ao 71 (Lu). Frequentemente, os lantanídeos são divididos em dois subgrupos, em função da massa e número atômico (Henderson, 1984; Wilson, 1989; Rollinson, 1993): lantanídeos leves (REE-leves) do La ao Sm e lantanídeos pesados (REE-pesadas) do Gd ao Lu. Por vezes, é criada uma terceira divisão que corresponde aos lantanídeos médios (REE-médias), que vai do Sm ao Ho (Henderson, 1984). O Y com raio iónico semelhante ao Ho é também, em alguns casos, analisado conjuntamente com os lantanídeos (Mason and Moore, 1982).

Segundo Mason and Moore (1982) e Henderson (1984) os lantanídeos apresentam propriedades físico-químicas bastante semelhantes, que resultam do preenchimento dos electrões realizar-se na orbital 4f e não nas exteriores. Todos eles formam catiões trivalentes, com diminuição do raio iónico em função do aumento do número atômico. Constituem excepção o Eu que em sistemas ígneos pode ser bi ou trivalente, dependendo da fO_2 , enquanto que o Ce, em condições de oxidação favoráveis, pode ser tetravalente. As configurações electrónicas permitem, também, que o Yb e Tb possam ocorrer, respectivamente, em estados bi e tetravalente em condições geológicas extremas (Henderson, 1984).

As variações do raio iónico para um mesmo estado de oxidação reflectem-se no comportamento geoquímico dos lantanídeos, permitindo a sua fraccionação durante os processos petrogenéticos (Wilson, 1989). Assim sendo, apesar dos lantanídeos serem elementos de alto potencial iónico, dado que constituem um grupo de elementos com comportamento peculiar, serão analisados separadamente dos restantes elementos de alto potencial iónico, de forma a caracterizar e comparar as variações das Sequências Ofiolíticas Internas.

A metodologia utilizada na análise e interpretação dos dados é igual à utilizada no subcapítulo anterior, ou seja, em função das diferentes litologias e sectores de proveniência.

a) Sector de Oriola

No sector de Oriola, os padrões de distribuição em lantanídeos rocha/condrito (fig. 4.23), normalizados segundo os valores condríticos de Sun & McDonough (1989), para os cumulados piroxeníticos e metagabros apresentam-se horizontalizados, com enriquecimentos dez a vinte vezes superiores aos valores condríticos de referência. Com tudo, as razões $(La/Sm)_{cn}$ e $(La/Yb)_{cn}$, apesar de mostram o carácter pouco fraccionado dos lantanídeos, revelam a existência de diferenças entre estes dois tipos litológicos; $(La/Sm)_{cn} = 0.73-0.79$ e $(La/Yb)_{cn} = 0.81-0.92$ nos cumulados piroxeníticos, bem como $(La/Sm)_{cn} = 0.83-0.89$ e $(La/Yb)_{cn} = 0.93-1.07$ nos metagabros, mostram um ligeiro enriquecimento em REE-médias e REE-pesadas nos cumulados piroxeníticos, relativamente aos metagabros.

Relativamente ao Eu, as razões $Eu/Eu^* = 0.73-0.79$, determinadas nos cumulados piroxeníticos, mostram anomalias negativas em Eu. Este tipo de anomalia sugere fraccionação de plagioclase, sendo concordante com composições modais essencialmente clinopiroxeníticas, tendo inclusive sido referidas por Munhá *et al.* (1990) em clinopiroxeníticos geneticamente relacionados com líquidos basálticos. Os metagabros não apresentam qualquer tipo de anomalia no Eu. Apresentam valores Eu/Eu^* próximos da unidade (0.95-1.04).

Quando se comparam os padrões de distribuição dos lantanídeos analisados nestas litologias com os padrões típicos exibidos pelos N-MORB e E-MORB, verifica-se que os litótipos em causa são transicionais, entre estes dois tipos de basaltos oceânicos. Correlacionam-se com os T-MORB (BVTP, 1981; McDonough, 1989; Wilson, 1989; Floyd, 1991; Juteau and Maury, 1999),

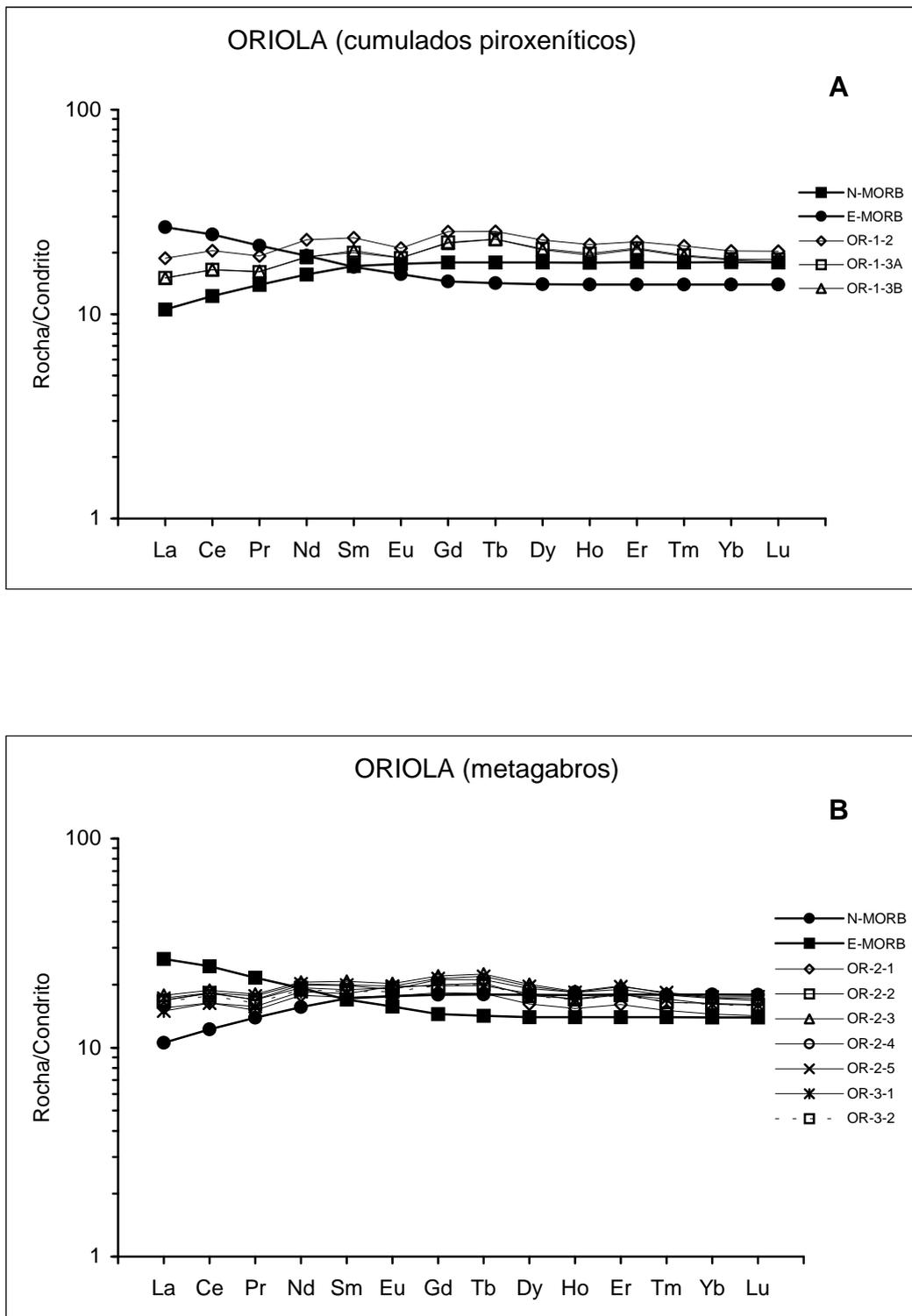


Fig. 4.23 – Diagrama de lantanídeos rocha/condrito para o sector de Oriola. A: cumulados piroxeníticos; B: metagabros; C: metabasaltos. Valores condrícticos, N-MORB e E-MORB segundo Sun & McDonough (1989).

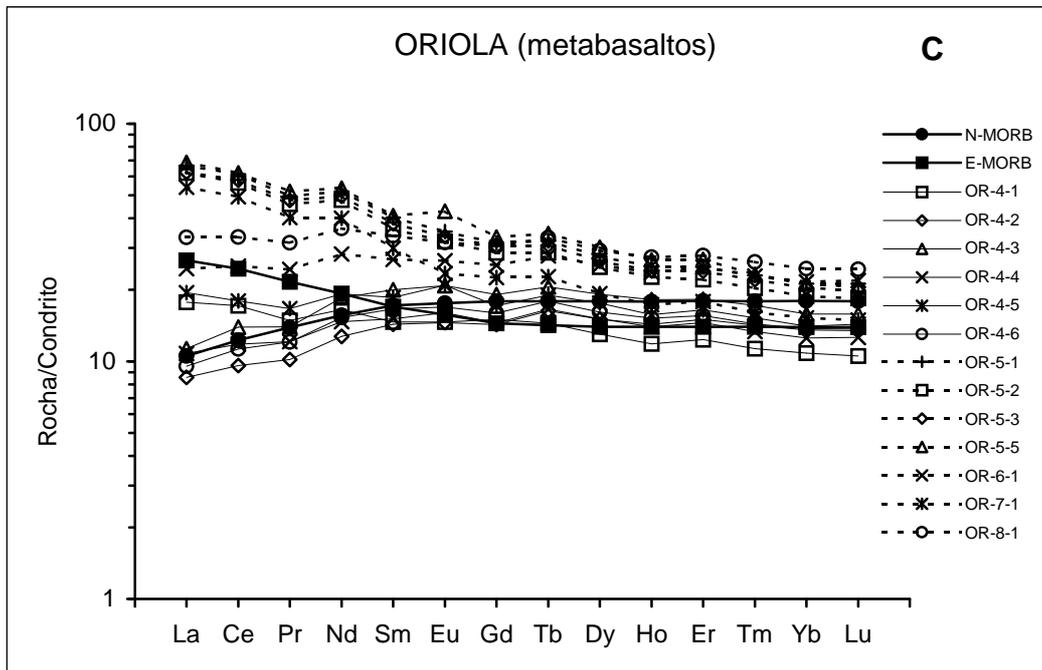


Fig. 4.23 (cont.) – Diagrama de lantanídeos rocha/condrito para o sector de Oriola. A: cumalados piroxeníticos; B: metagabros; C: metabasaltos. Valores condríticos, N-MORB e E-MORB segundo Sun & McDonough (1989).

corroborando a interpretação anteriormente efectuada com base nos restantes elementos de alto potencial iónico.

Relativamente aos metabasaltos, o diagrama multielementar da figura 4.18 permitiu definir três grupos de metabasaltos presentes no sector de Oriola:

- i)* Metabasaltos com quimismo idêntico aos N-MORB (amostras: OR-4-2, OR-4-3, OR-4-4 e OR-4-6);
- ii)* Metabasaltos com quimismo transicional tipo T-MORB (amostras: OR-4-1, OR-4-5 e OR-6-1); e
- iii)* Metabasaltos com quimismo semelhantes aos E-MORB (amostras: OR-5-1, OR-5-2, OR-5-3, OR-5-5 e OR-7-1).

Em termos de lantanídeos, os referidos grupos encontram-se, também, bem definidos. Os metabasaltos idênticos aos N-MORB (OR-4-2, OR-4-3, OR-4-4 e OR-4-6) possuem razões $(La/Sm)_{cn} = 0.57-0.72$ e $(La/Yb)_{cn} = 0.63-0.86$, mostrando claramente fenómenos de fraccionação, com enriquecimentos em REE-pesadas, relativamente às leves.

Em oposição, os metabasaltos mais enriquecidos, nos elementos mais incompatíveis (OR-5-1, OR-5-2, OR-5-3, OR-5-5 e OR-7-1), definem padrões de distribuição com enriquecimentos em REE-leves ($(La/Sm)_{cn} = 1.65-1.80$; $(La/Yb)_{cn} = 3.07-3.54$), similares aos descritos para os E-MORB (Sun & McDonough, 1989).

Os metabasaltos com quimismo tipo T-MORB (OR-4-1, OR-4-5 e OR-6-1) apresentam padrões de distribuição horizontalizados pouco fraccionados. As razões $(La/Sm)_{cn} = 0.91-1.21$ e $(La/Yb)_{cn} = 1.14-1.64$, obtidas nestas rochas reforçam o carácter transicional destes metabasaltos, relativamente aos metabasaltos empobrecidos e enriquecidos deste sector.

As razões Eu/Eu^* dos metabasaltos de Oriola são bastante homogéneas ($Eu/Eu^* = 1.03 \pm 0.08$), não mostrando anomalias significativas em Eu. No entanto, as amostras OR-4-5 e OR-5-5, modalmente dominadas pela presença de plagioclase, apresentam, respectivamente, 1.17 e 1.15 em Eu/Eu^* .

A existência de heterogeneidades nos metabasaltos, ao nível dos lantanídeos, é concordante com as características observadas nos restantes elementos de alto potencial iónico, verificando-se que são semelhantes quer às variações em rochas metabasálticas ofiolíticas (Eissen *et al.*, 1998; Nicholson *et al.*, 2000; Tribuzio *et al.*, 2000), quer em basaltos dos fundos oceânicos (Hannigan *et al.*, 2001; Roux *et al.*, 2000).

b) Sector de Antas

No sector de Antas, os dunitos (fig. 4.24; amostras: ANT2-1 e ANT2-2) apresentam padrões de distribuição empobrecidos, quase que condríticos, com

abundâncias seis a nove vezes superiores aos valores de referência (Sun & McDonough, 1989). Segundo O'Hanley (1996), padrões de distribuição deste tipo caracterizam diversas ocorrências de peridotitos serpentinizados, nomeadamente em complexos ofiolíticos.

Os werlitos (fig. 4.24; amostras: ANT-1-2, ANT-1-3, ANT-1-4, ANT-1-5 e ANT-1-6) possuem padrões correlacionáveis com T/E-MORB. Apresentam enriquecimentos em REE-leves, relativamente às pesadas, expressos nas razões $(La/Sm)_{cn} = 1.18-1.95$ e $(La/Yb)_{cn} = 1.55-3.22$, que confirmam o referido tipo de quimismo.

Em termos de Eu, os werlitos, com excepção da amostra ANT-1-5, definem uma anomalia negativa ($Eu/Eu^* = 0.56-0.84$); traduz a abundância modal de clinopiroxena e ausência de plagioclase nestas rochas. A amostra ANT-1-5 possui $Eu/Eu^* = 1.12$, sendo nos restantes lantanídeos, idêntica aos werlitos deste sector. O diferente valor de Eu, determinado nesta amostra, está relacionado com a significativa diminuição modal de clinopiroxena e a eventual presença de plagioclase primária, actualmente obliterada pela paragénese metamórfica.

Os metagabros (fig. 2.4) são semelhantes à amostra ANT-1-5, que representa, do ponto de vista geoquímico, a transição dos werlitos para os metagabros. Estes, apresentam padrões de distribuição tipo E-MORB, com enriquecimentos em REE-leves relativamente às pesadas. As razões $(La/Sm)_{cn} = 1.76-2.28$, $(La/Yb)_{cn} = 3.09-4.43$ e $Eu/Eu^* = 0.90-1.07$ caracterizam as variações de lantanídeos observadas nos metagabros, corroborando um quimismo idêntico ao exibido pelos basaltos enriquecidos, gerados nas cristas médias oceânicas.

Os metabasaltos do sector de Antas (fig. 4.24) – amostras: ANT-1-11, ANT-1-12 e ANT-1-13 – apresentam padrões de distribuição semelhantes aos exibidos pelos metagabros, deste sector, mas com maior fraccionação de REE-leves relativamente às pesadas; $(La/Sm)_{cn} = 1.89-2.92$ e $(La/Yb)_{cn} = 3.46-6.35$. A amostra ANT-2-3 apresenta-se menos fraccionada. Possui $(La/Sm)_{cn} = 0.83$ e $(La/Yb)_{cn} = 1.01$, definindo um padrão de distribuição tipo T-MORB, com um

ligeiro enriquecimento em REE-médias, que sugere o envolvimento de hornblenda nos processos de fraccionação (Rollinson, 1993).

Exceptuando os dunitos, a análise litogeoquímica do sector de Antas, efectuada com base nos lantanídeos, mostra pequenas variações nos diferentes litótipos. Define um quimismo toleítico manifestamente enriquecido, concordante com as variações observadas nos restantes elementos de alto potencial iónico. Por outro lado, confirmam-se as diferenças já detectadas entre este sector e o sector de Oriola, reforçando-se o carácter heterogéneo intersectorial das Sequências Ofiolíticas Internas.

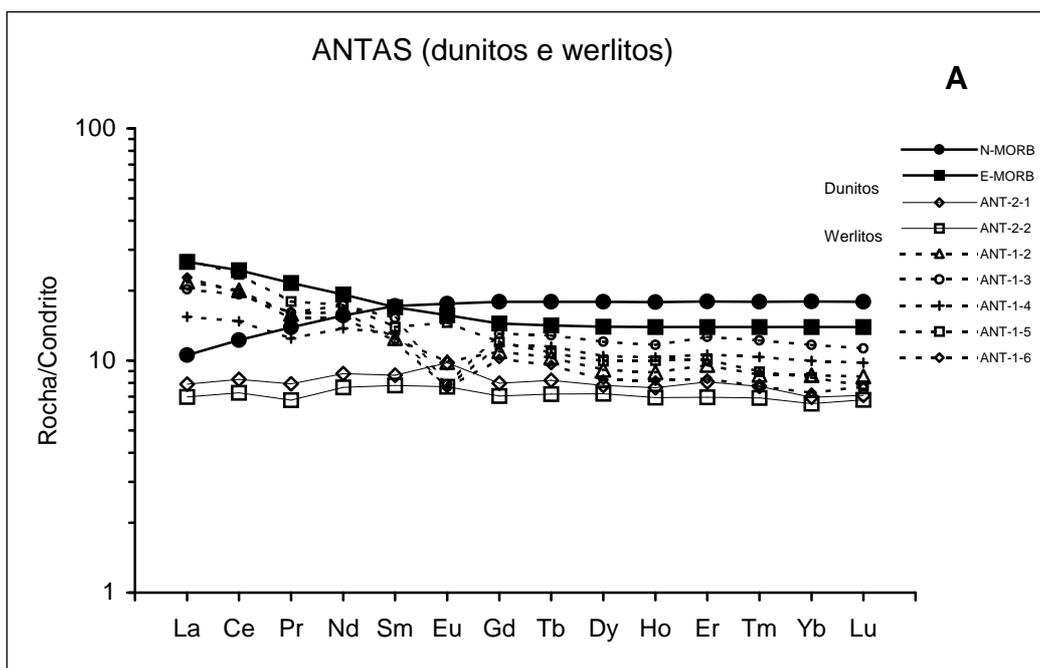


Fig. 4.24 – Diagrama de lantanídeos rocha/condrito para o sector de Antas. A: dunitos e werlitos; B: metagabros; C: metabasaltos. Valores condríticos, N-MORB e E-MORB segundo Sun & McDonough (1989).

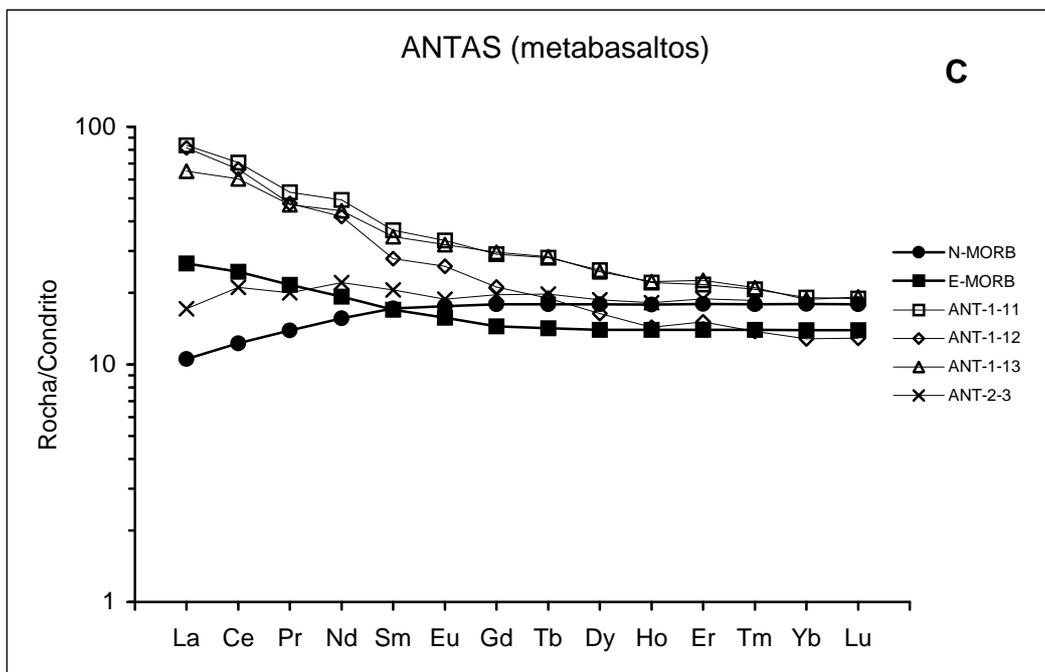
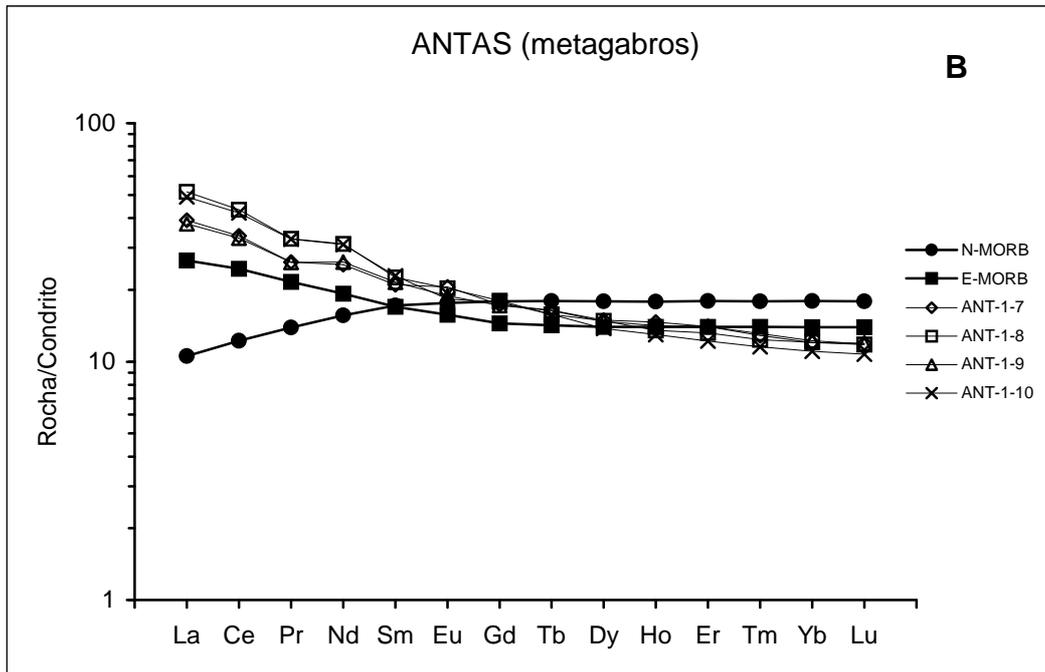


Fig. 4.24 (cont.) – Diagrama de lantanídeos rocha/condrito para o sector de Antas. A: dunitos e werlitos; B: metagabros; C: metabasaltos. Valores condrícticos, N-MORB e E-MORB segundo Sun & McDonough (1989).

c) Sector de Santana

No sector de Santana, os dunitos (fig. 2.25) apresentam padrões de distribuição rocha/condrito, horizontalizados, ligeiramente diferentes dos dunitos no sector de Antas. As razões $(La/Sm)_{cn} = 0.97-1.03$ e $(La/Yb)_{cn} = 1.31-1.37$ indicam um ténue enriquecimento em REE-leves, relativamente às REE-pesadas e aos dunitos de Antas. Por outro lado, as razões $Eu/Eu^* = 1.11-1.25$ mostram uma ligeira anomalia positiva em Eu. Anomalias deste género foram, também, identificadas em dunitos dos ofiolitos da região central da China por Meng and Zhang (2000) e nos Alpes ocidentais por Melcher *et al.* (2002). Estes últimos autores (Melcher *op. cit.*), relacionam este tipo de anomalias com os processos de serpentinização, devido à ocorrência de Eu bivalente e respectiva diminuição do seu potencial iónico.

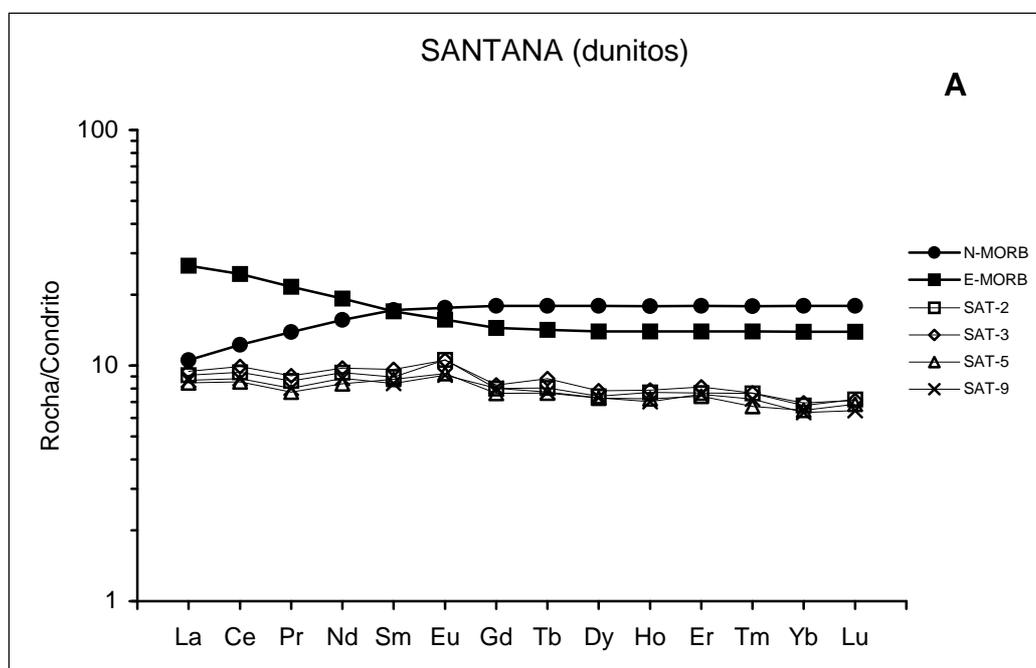


Fig. 4.25 – Diagrama de lantanídeos rocha/condrito para o sector de SANTANA. A: dunitos; B: metabasaltos. Valores condriticos, N-MORB e E-MORB segundo Sun & McDonough (1989).

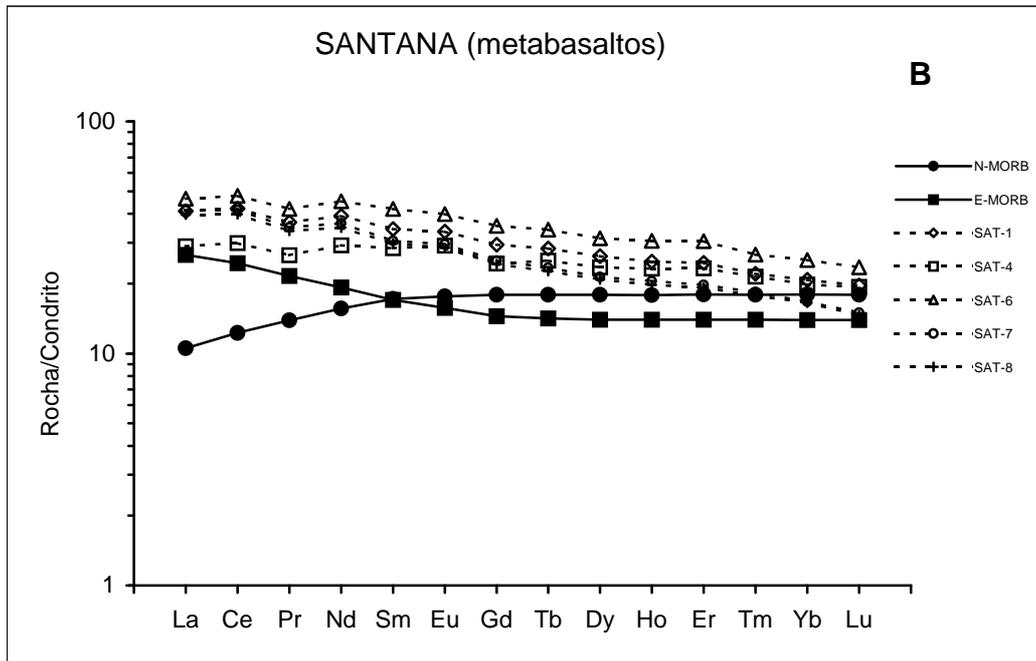


Fig. 4.25 (cont.) – Diagrama de lantanídeos rocha/condrito para o sector de SANTANA. A: dunitos; B: metabasaltos. Valores condriticos, N-MORB e E-MORB segundo Sun & McDonough (1989).

Os padrões de distribuição dos metabasaltos de Santana (fig. 4.25) são horizontalizados, ou levemente inclinados. Mostram enriquecimentos ligeiros em REE-leves, relativamente às REE-pesadas ((La/Yb)_{cn} = 1.46-2.48) e a quase ausência de fraccionação entre as REE-leves e REE-médias ((La/Sm)_{cn} = 1.02-1.35).

Em traços gerais, possuem concentrações em lantanídeos cerca de vinte a quarenta vezes superiores aos valores condriticos referenciados por Sun & McDonough (1989) e nitidamente superiores aos exibidos pelos E-MORB (exceptuando a amostra SAT-8), não se detectando variações no Eu, significativas de registo.

A ocorrência de padrões de distribuição rocha/condrito horizontalizados, não é inédita nas Sequências Ofiolíticas Internas, tendo sido identificada, também, no sector de Oriola. Comparativamente aos metabasaltos do sector de Oriola, cujos padrões de distribuição são correlacionáveis com diferentes

tipos de MORB – normais, transicionais e enriquecidos – verifica-se que em Santana as razões $(La/Sm)_{cn}$ e $(La/Yb)_{cn}$, dos metabasaltos são, respectivamente, superiores e inferiores às dos metabasaltos transicionais e enriquecidos de Oriola. Assim sendo, conclui-se que os metabasaltos de Santana, em termos de lantanídeos, são intermédios entre os termos transicionais e enriquecidos, ou seja, mostram afinidades com o estabelecido para os T/E-MORB (Sun *et al.*, 1979).

d) Sector de Vila Ruiva

Os padrões de distribuição, rocha/condrito, dos metabasaltos do sector de Vila Ruiva (fig. 4.26) são, dentro das Sequências Ofiolíticas Internas, os que apresentam maior grau de fraccionação entre REE-leves e REE-pesadas.

Exceptuando a amostra VR-1-8, os padrões de distribuição são bastante homogéneos, sem anomalias no Eu. Os valores médios das razões $(La/Sm)_{cn} = 2.18 \pm 0.6$ e $(La/Yb)_{cn} = 4.65 \pm 1.6$ revelam fortes enriquecimentos em REE-leves, relativamente às REE-pesadas, ligeiramente superiores aos referidos por Sun *et al.* (1979) e Sun & McDonough (1989) para os E-MORB. De referir que os metabasaltos deste sector, em termos de lantanídeos, podem mesmo correlacionar-se com basaltos oceânicos intraplaca (Wilson, 1989; Floyd, 1991; Juteau and Maury, 1999).

A amostra VR-1-8 possui um padrão de distribuição diferente, relativamente às restantes amostras deste sector. Esta diferença foi igualmente detectada ao nível dos restantes elementos de alto potencial iónico (*vide* fig. 4.21). Apresenta empobrecimento em REE-leves, relativamente às REE-médias ($(La/Sm)_{cn} = 0.66$), e uma fraccionação mínima entre REE-leves e REE-pesadas ($(La/Yb)_{cn} = 0.96$). Conjugando estes dados com a informação petrográfica, como a sua composição mineralógica é quase que exclusivamente constituída por anfíbola metamórfica, o seu padrão de distribuição em lantanídeos pode, neste caso, reflectir, também os coeficientes

de partição sólido/líquido da mineralogia primária. Assim sendo, a presença de hornblenda, invocada para explicar as variações observadas no diagrama multielementar da figura 4.21, continua a ser válida para justificar o seu padrão de distribuição em lantanídeos.

O elevado grau de fraccionação e enriquecimento em REE-leves apresentado pelas restantes amostras é congruente com os valores médios das razões Zr/Nb e Y/Nb ($Zr/Nb_{med} = 10.07$ e $Y/Nb_{med} = 2.23$) obtidas para este sector. No seu conjunto, os dados apresentados sugerem, em primeira análise, o envolvimento de uma fonte enriquecida e/ou a geração de líquidos magmáticos produzidos por baixos grau de fusão parcial, aspectos que serão abordados e desenvolvidos no capítulo seguinte.

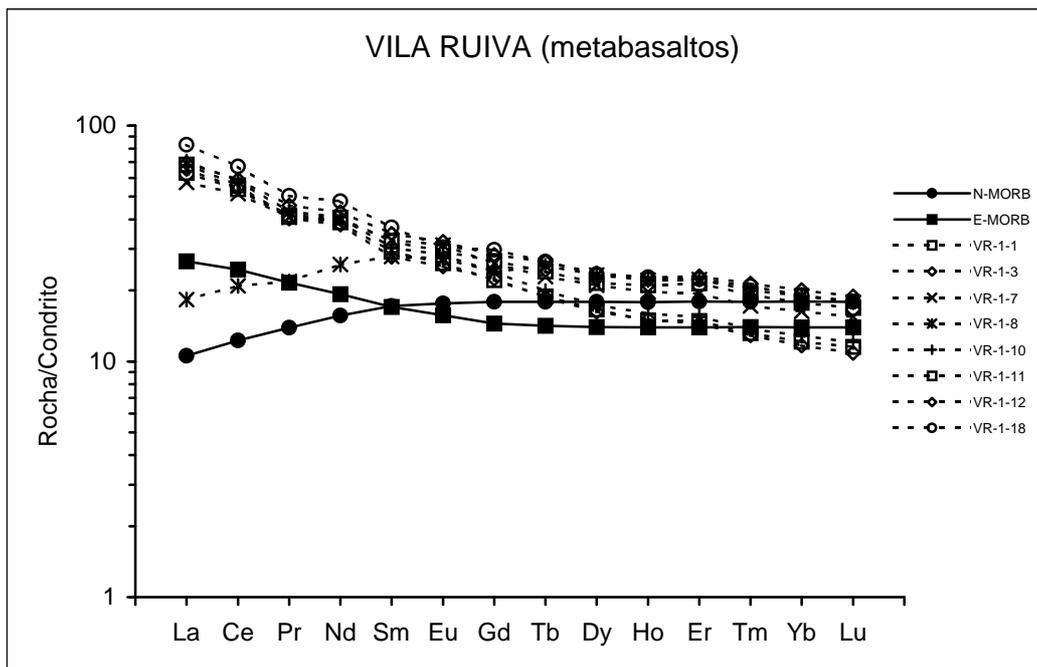


Fig. 4.26 – Diagrama de lantanídeos rocha/condrito para o sector de Vila Ruiva. Valores condríticos, N-MORB e E-MORB segundo Sun & McDonough (1989).

e) Sector de S. Lourenço

No sector de S. Lourenço, os metagabros (fig. 4.27) apresentam padrões de distribuição idênticos aos E-MORB, com enriquecimentos em REE-leves, relativamente às REE-pesadas. Os valores médios das razões $(La/Sm)_{cn} = 1.30 \pm 0.3$ e $(La/Yb)_{cn} = 2.08 \pm 0.7$, coincidem com o espectro de valores reportados por diferentes autores (Sun *et al.*, 1979; Sun & McDonough, 1989; Floyd, 1991; Juteau and Maury, 1999) para este tipo de rochas, confirmando-se para este sector o carácter toleítico, inicialmente determinado por Araújo *et al.* (1993).

Os metabasaltos (fig. 4.27) mantêm a tendência toleítica, embora a fraccionação entre REE-leves e REE-pesadas, seja bastante variável. Identificam-se termos menos fraccionados (amostras: AF-16, AF-17 e AF-21) com $(La/Sm)_{cn} = 0.80-1.00$ e $(La/Yb)_{cn} = 1.06-1.34$, similares aos T-MORB e termos mais fraccionados (amostras: AF-12, AF-13, AF-14, AF-15, AF-18, AF-19, AF-20 e AF-22), por vezes fortemente enriquecidos em REE-leves, com $(La/Sm)_{cn} = 1.21-2.46$ e $(La/Yb)_{cn} = 1.87-6.27$.

Os metabasaltos mais fraccionados possuem afinidades com os E-MORB, sendo que no caso da amostra AF-19 a fraccionação em lantanídeos é idêntica à observada nos basaltos oceânicos intraplaca (Wilson, 1989; Floyd, 1991; Juteau and Maury, 1999).

No seu conjunto, os lantanídeos confirmam o quimismo toleítico transicional a enriquecido, do sector de S. Lourenço, tipo T/E-MORB (Sun *et al.*, 1979), já identificado através dos restantes elementos de alto potencial iónico. A análise efectuada confirma o quimismo sugerido por Araújo *et al.* (1993), durante os estudos geoquímicos preliminares realizados neste sector.

Por outro lado, as variações observadas nos lantanídeos das rochas metabásicas de S. Lourenço, são análogas às determinadas para os sectores de Oriola e Santana. Sugerem, de igual forma, a presença de uma fonte magmática heterogénea e/ou variações no grau de fusão parcial, como mecanismos capazes de produzirem as referidas variações.

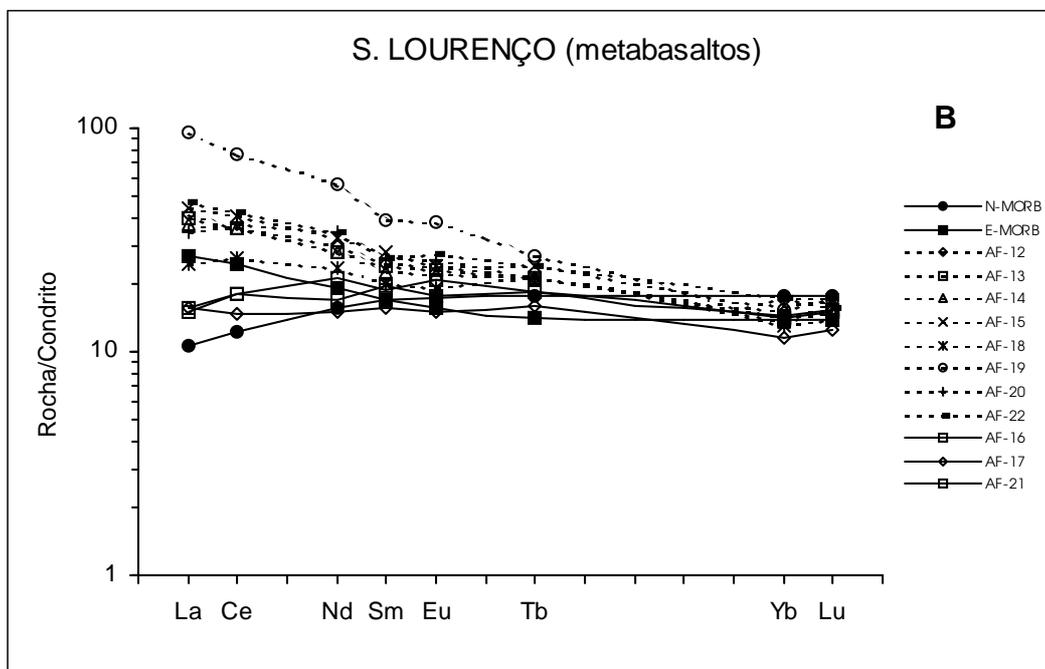
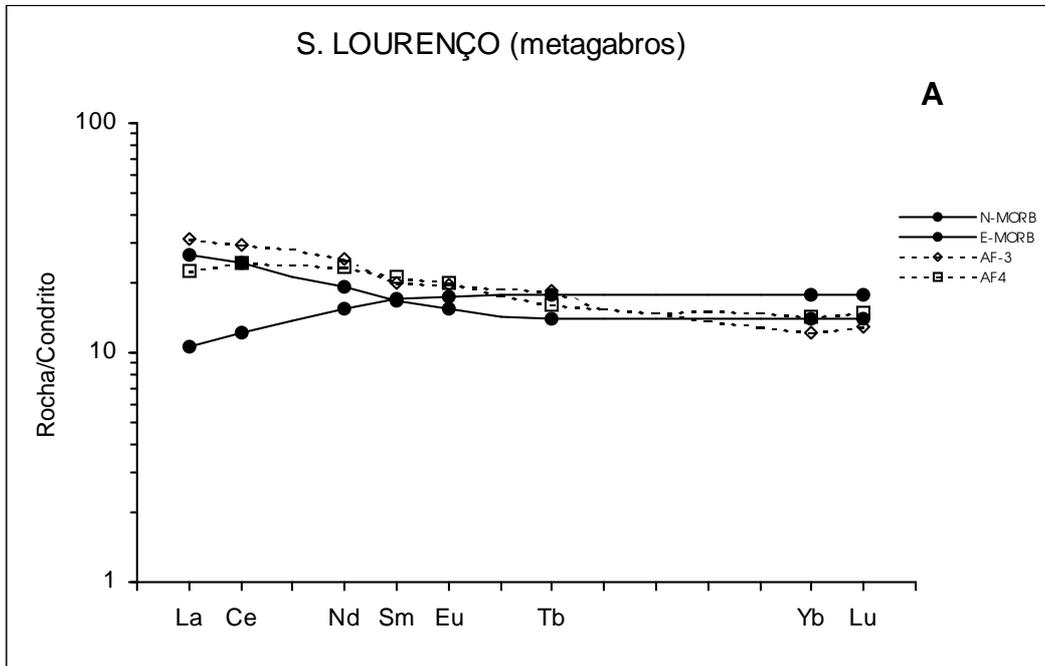


Fig. 4.27 – Diagrama de lantanídeos rocha/condrito para o Sector de S. Lourenço. A: metagabros; B: metabasaltos. Valores condriticos, N-MORB e E-MORB segundo Sun & McDonough (1989).

4.2.3 Síntese dos resultados

Os dados de litogeoquímica apresentados neste capítulo permitem caracterizar as Sequências Ofiolíticas Internas. Seguidamente apresenta-se uma síntese das conclusões obtidas, de forma a realçar as principais características geoquímicas das rochas estudadas.

Do exposto, conclui-se que as Sequências Ofiolíticas Internas possuem um quimismo toleítico, com diferentes graus de enriquecimento, o qual correlaciona-se com o quimismo exibido por diferentes tipos de basaltos dos fundos oceânicos. Esta correlação encontra-se bem expressa na figura 4.28, que mostra o envolvimento de dois termos finais (N-MORB representado pelas amostras OR-4-2 e OR-4-4 e E-MORB representado pelas amostras ANT-1-12 e VR-1-1) na génese das Sequências Ofiolíticas Internas.

As assinaturas geoquímicas das Sequências Ofiolíticas Internas são nitidamente anorogénicas. Nos diagramas multielementares apresentados, para os diferentes sectores, as razões rocha/condrito em Nb são superiores às respectivas razões em Th. Em caso algum se detectaram anomalias em Nb e/ou Ta, que caracterizam o magmatismo basáltico orogénico.

Os dados apresentados sugerem, em primeira análise, a influência de diferentes processos petrogenéticos – heterogeneidades na fonte, variações no grau de fusão parcial e/ou cristalização fraccionada – envolvidos na génese das Sequências Ofiolíticas Internas. Este aspecto traduz-se nas diferenças geoquímicas detectadas, inter e intra-sectoriais, as quais encontram-se resumidas no quadro sinóptico da figura 4.29. Nesta figura apresentam-se valores médios das razões que caracterizam os diferentes sectores das Sequências Ofiolíticas Internas, efectuando-se a interpretação dos mesmos, relativamente ao estabelecido para os diferentes tipos de basaltos dos fundos oceânicos não orogénicos.

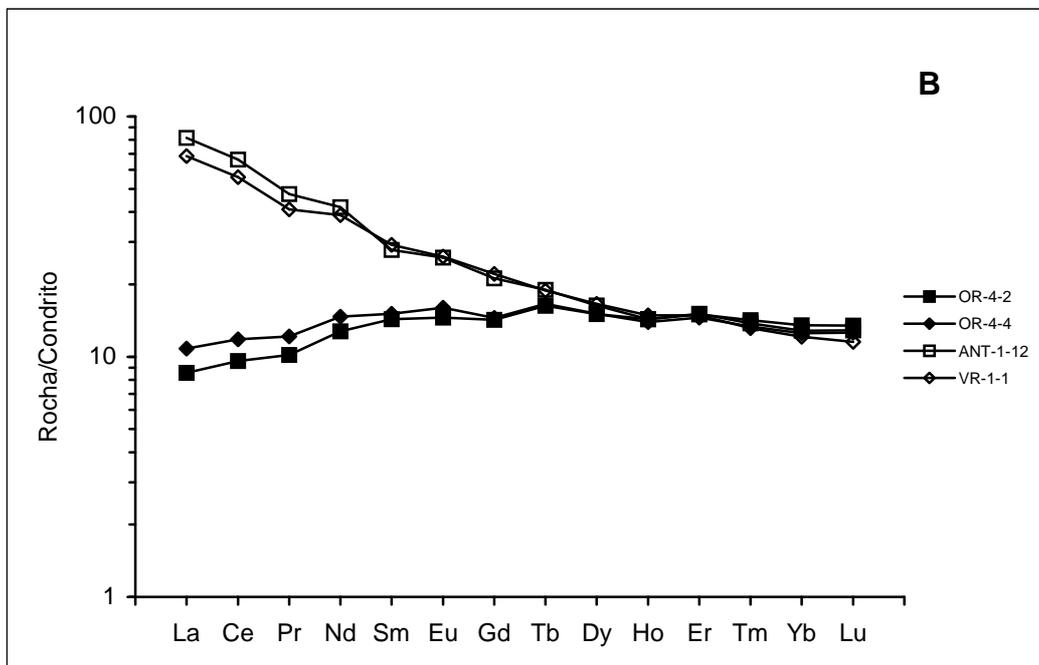
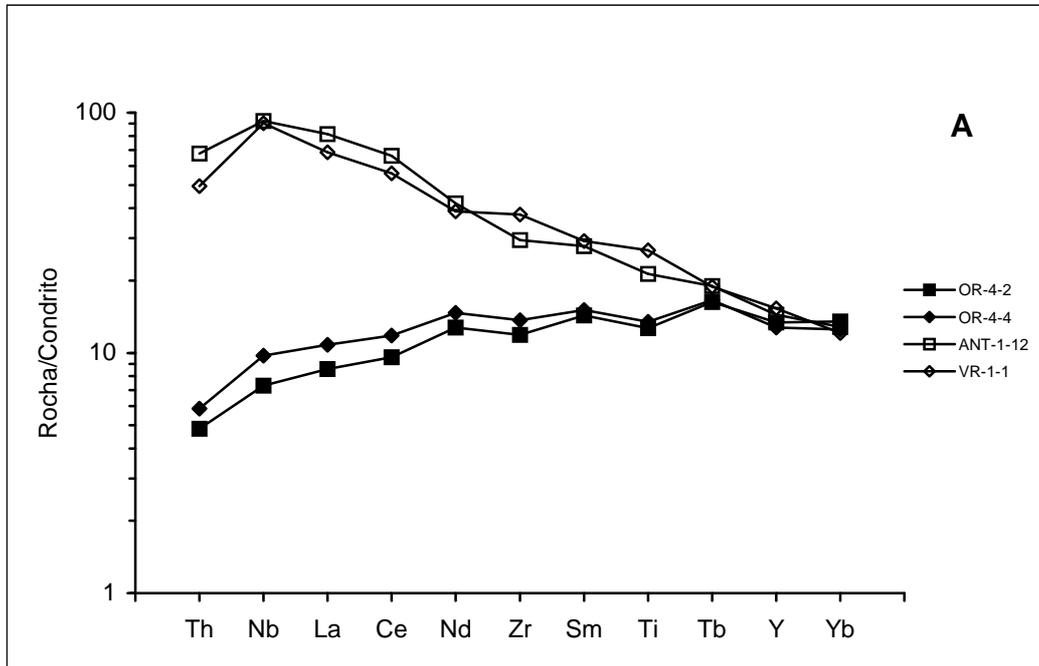


Fig. 4.28 – Diagramas multielementar (A) e de lantanídeos (B) rocha/condrito representativos das Sequências Ofiolíticas Internas com quimismo semelhante aos N-MORB (amostras OR-4-2 e OR-4-4) e E-MORB (ANT-1-12 e VR-1-1).

		Zr/Nb	Y/Nb	La/Th	La/Nb	(La/Sm) _{cn}	(La/Yb) _{cn}
CONDRIITO		15,73	6,38	8,17	0,96	1,55 *	1,39 *
N-MORB		31,76	12,02	20,83	1,07	0,61	0,59
E-MORB		8,80	2,65	10,50	0,76	1,56	1,91
ORIOLA	Cumulados cpx.	20,28 T-MORB	7,81 T-MORB	12,18 T/E-MORB	1,08 N-MORB	0,76 T-MORB	0,85
	Metagabros	18,62 T-MORB	6,28 T-MORB	14,01 T-MORB	1,00 N-MORB	0,87 T-MORB	1,01
	Metabasaltos	17,33 T-MORB	5,57 T/E-MORB	13,07 T/E-MORB	1,02 N-MORB	1,16 T/E-MORB	1,90
ANTAS	Werlitos	8,54 E-MORB	2,11 E-MORB	9,61 E-MORB	0,69 E-MORB	1,62 E-MORB	2,43
	Metagabros	8,66 E-MORB	1,75 E-MORB	12,40 T/E-MORB	0,83 E-MORB	2,01 E-MORB	3,76
	Metabasaltos	8,66 E-MORB	2,11 E-MORB	13,23 T/E-MORB	0,79 E-MORB	1,98 E-MORB	3,80
SANTANA	Metabasaltos	18,87 T-MORB	4,52 T/E-MORB	16,67 T-MORB	1,11 N-MORB	1,20 T/E-MORB	2,03
V. RUIVA	Metabasaltos	10,07 E-MORB	2,23 E-MORB	12,33 T/E-MORB	0,90 T-MORB	2,18 E-MORB	4,65
S. LOURENÇO	Metagabros	36,12 N-MORB	7,27 T-MORB	15,17 T-MORB	1,95 N-MORB	1,30 T/E-MORB	2,08
	Metabasaltos	28,30 N-MORB	5,97 T/E-MORB	15,43 T-MORB	1,54 N-MORB	1,44 T/E-MORB	2,48

* Valores não normalizados

Fig. 4.29 – Quadro sinóptico das principais características litogeoquímicas das Sequências Ofiolíticas Internas. Os valores relativos a condrito, N-MORB e E-MORB foram retirados de Sun & McDonough (1989).

CAPÍTULO 5

CONSIDERAÇÕES PETROGENÉTICAS

A caracterização litogeoquímica das Sequências Ofiolíticas Internas, para além de definir o quimismo toleítico anorogénico, revelou a existência de variações geoquímicas, que sugerem a existência de heterogeneidades ao nível da fonte magmática, bem como o envolvimento de diferentes processos petrogenéticos que, no seu conjunto, contribuíram para o espectro composicional apresentado pelas amostras estudadas.

Neste capítulo dar-se-à atenção às referidas variações geoquímicas, com o objectivo de se caracterizarem os protólitos ígneos e o eventual envolvimento de diferentes processos, na génese das Sequências Ofiolíticas Internas.

Os padrões de distribuição rocha/condrito, das Sequências Ofiolíticas Internas, apresentam-se nitidamente fraccionados (*vide* fig. 4.28); variam desde padrões empobrecidos, tipo N-MORB a padrões mais diferenciados, tipo E-MORB. A interpretação dos mesmos sugere, em primeira análise, que os protólitos das Sequências Ofiolíticas Internas resultem do envolvimento de fontes mantélicas com diferentes composições. No entanto, para além desta possibilidade, considera-se, também, que a variabilidade geoquímica que caracteriza as Sequências Ofiolíticas Internas possa resultar de eventuais variações no grau de fusão parcial.

5.1 A Natureza da Fonte Magmática

Atendendo à fraccionação entre lantanídeos leves e pesados, observada nos diferentes litótipos das Sequências Ofiolíticas Internas, torna-se necessário invocar, na fonte magmática, a presença de fases mineralógicas, que em função dos coeficientes de distribuição sólido/líquido sejam capazes de produzir os referidos fraccionamentos.

Como as Sequência Ofiolíticas Internas correspondem a fragmentos de crosta oceânica com assinaturas anorogénicas, por comparação com os análogos recentes (BVTP, 1981; Wilson, 1989; Floyd; 1991; Juteau and Maury; 1999), a sua fonte localizar-se-ia no manto superior (DMM – “Depleted Mantle MORB”; Zindler and Hart, 1986). Segundo os estudos atrás referidos, seria uma fonte mineralogicamente constituída por olivina + ortopiroxena + clinopiroxena ± espinela ± plagioclase, sujeita a processos de extracção magmática ao longo dos tempos, os quais originaram empobrecimentos graduais desde os lantanídeos pesados até aos Nb e Ta e empobrecimentos generalizados nos elementos mais incompatíveis que o Nb e Ta (e.g. Ce, K, Ba, Th).

Considerando a fraccionação entre lantanídeos leves e pesados, observada nas Sequências Ofiolíticas Internas, expressa nas variações $(La/Yb)_{cn}$, apresentadas no capítulo anterior, chega-se à conclusão que em função dos coeficientes de distribuição sólido/líquido para os minerais presentes nos peridotitos mantélicos (Wilson, 1989; Rollison, 1993; Donnelly, 2001, *in*: Cottrell *et al.*, 2002; Koppers and Nielsen; 2003) é necessário invocar a presença de granada residual na fonte das Sequências Ofiolíticas Internas, por forma a justificar o referido fraccionamento em lantanídeos.

A formação de magmas a partir de lherzolitos granatíferos faz-se a profundidades entre os 80 e 100 Km e está, normalmente, associada ao magmatismo alcalino e/ou toleítico das ilhas oceânicas (Wilson, 1989). No entanto, diferentes autores referem a presença de granada residual nas fontes mantélicas de basaltos oceânicos abissais no Atlântico (Hannigan *et al.*, 2001), Pacífico (Kela *et al.*, 2003) e Índico (Sobolev *et al.*, 2003), por forma a

explicarem o quimismo exibido por estas rochas. A ocorrência de granada na fonte de basaltos oceânicos tipo MORB é reforçada quer pelos estudos experimentais de Hirschmann and Stolper (1996) e Lundstrom *et al.* (2000), em basaltos oceânicos actuais com diferentes proveniências, quer pelos estudos efectuados nos peridotitos abissais do Oceano Atlântico (Salter and Dick, 2001) e nos lherzolitos basais dos ofiolitos de Oman (Takazawa, *et al.*, 2003) e de Horoman no Japão (Takazawa, *et al.*, 2000).

Na grande maioria dos casos, a presença de granada residual na fonte dos MORB é evidenciada pelos desequilíbrios isotópicos dos sistemas U-Th e Lu-Hf. Segundo Salters and Hart (1989), a presença deste mineral, na fonte dos MORB, pode ser indicada pelas variações das razões Lu/Hf e Sm/Nd, dado que a razão Lu/Hf é fortemente fraccionada sem se observarem variações significativas nas razões Sm/Nd.

Assim, admitindo que os metabasaltos das Sequências Ofiolíticas Internas correspondem aos litótipos cujas composições estão mais próximas da composições dos magmas parentais, visto nestas rochas não se detectarem evidências, claras, de processos de acumulação, projectaram-se na figura 5.1 as razões Sm/Nd vs. Lu/Hf, destes litótipos, de forma a avaliar a presença de granada residual na fonte das Sequências Ofiolíticas Internas. Os resultados obtidos nesta figura (5.1) mostram que os metabasaltos mais diferenciados possuem razões Lu/Hf e Sm/Nd inferiores às dos metabasaltos empobrecidos. No entanto, em termos gerais, as referidas variações correlacionam-se linearmente, segundo uma tendência idêntica à da grande maioria dos MORB (Wilson, 1989), pelo que a detecção de granada residual na fonte das Sequências Ofiolíticas Internas, com base nas variações de Sm/Nd vs. Lu/Hf torna-se inconclusiva.

Como os coeficientes de distribuição sólido/líquido do Hf e do Sm são praticamente iguais (Rollinson, 1993, Donnelly, 2001, *in*: Cottrell *et al.*, 2002; Koppers and Nielsen; 2003) para os minerais presentes nos peridotitos mantélicos (*e.g.* olivina, clinopiroxena, ortopiroxena, granada, espinela,

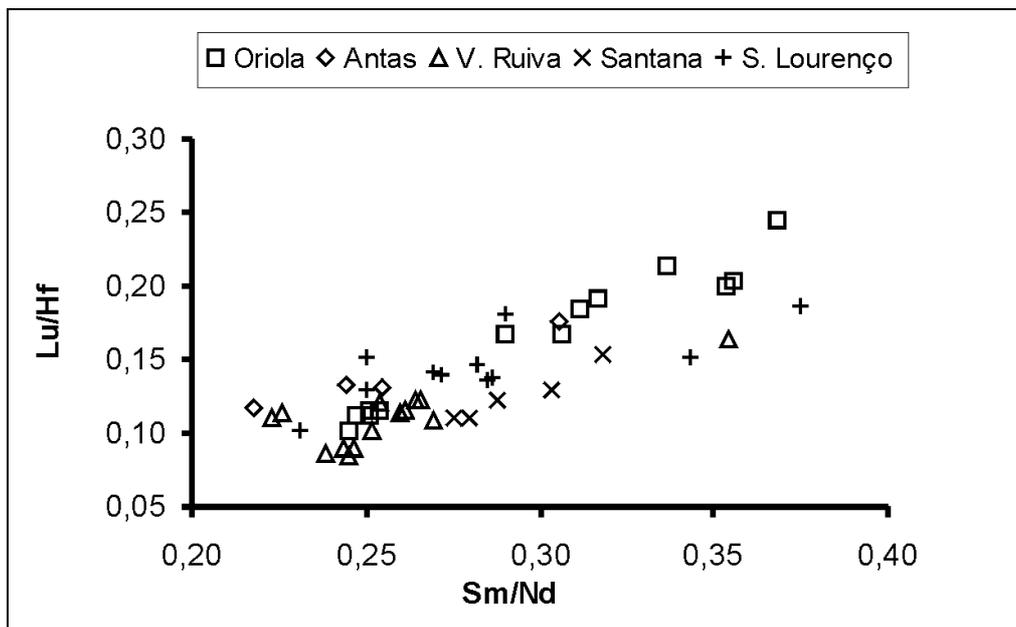


Fig. 5.1 – Diagrama Lu/Hf vs. Sm/Nd para metabasaltos das Sequências Ofiolíticas Internas.

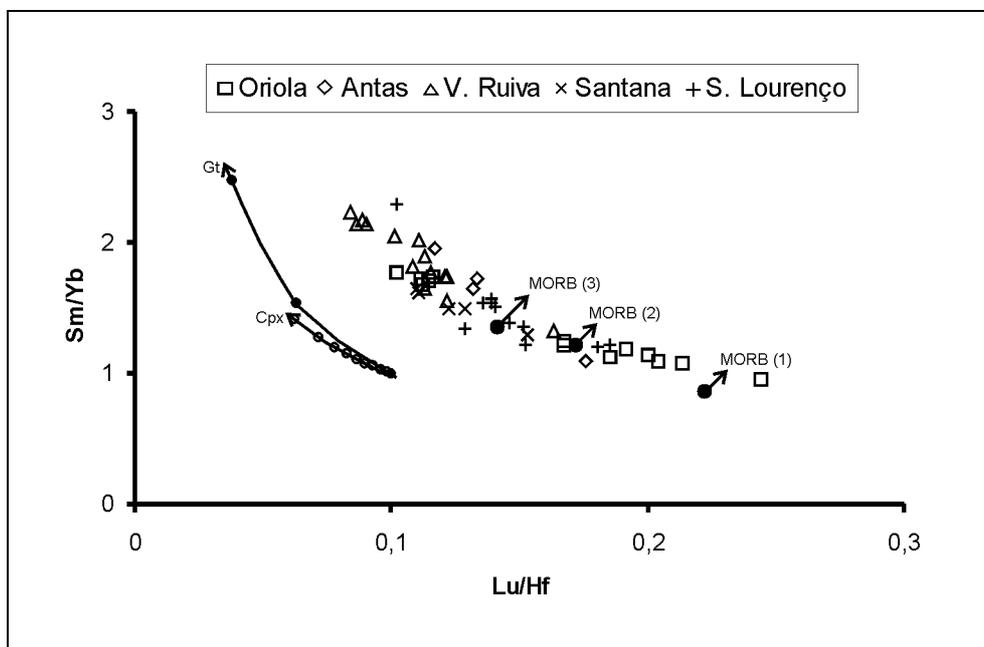


Fig. 5.2 – Diagrama Sm/Yb vs. Lu/Hf para metabasaltos das Sequências Ofiolíticas Internas. Os segmentos dos vectores de fraccionamento correspondem a 10% de fraccionamento para cada mineral. Os dados correspondentes aos MORB foram retirados de: 1 – N-MORB segundo Sun & McDonough (1989); 2 – média de 17 amostras do Atlântico à latitude 32N (PETDB, 2003); 3 – média de 10 amostras próximas da junção tripla Rodriguez no Oceano Índico (PETDB, 2003).

plagioclase), a utilização das razões Sm/Yb vs. Lu/Hf reveste-se de maior utilidade na tentativa de avaliar a presença de granada residual, na fonte das Sequências Ofiolíticas Internas; assume-se que apenas a granada e a clinopiroxena, em menor grau, fraccionam as referidas razões.

Na figura 5.2 confrontaram-se os metabasaltos das Sequências Ofiolíticas Internas com valores médios de basaltos actuais de cristas médias oceânicas, com diferentes proveniências. A análise desta figura (5.2) mostra que nos metabasaltos empobrecidos as razões Sm/Yb vs. Lu/Hf caem dentro do espectro composicional dos MORB, utilizados como termo de comparação.

Relativamente aos metabasaltos mais evoluídos as razões Sm/Yb vs. Lu/Hf apresentam-se fraccionadas, com enriquecimento em Sm e Hf, relativamente ao Yb e Lu. Como estes elementos (Yb e Lu) são altamente compatíveis com a granada, a sua fraccionação indica a presença deste mineral na fonte das Sequências Ofiolíticas Internas.

Assim sendo, a presença de granada na fonte das Sequências Ofiolíticas Internas, indica uma natureza mais enriquecida da mesma, relativamente ao estabelecido como normal para os MORB (BVTP, 1981; Wilson, 1989; Floyd; 1991; Juteau and Maury; 1999), sendo que os líquidos gerados por fusão de fontes mantélicas semelhantes à das Sequências Ofiolíticas Internas encontram-se empobrecidos em lantanídeos pesados, relativamente aos lantanídeos leves e restantes elementos incompatíveis.

Diferentes autores (Cox *et al.*, 1979; Sun & McDonough, 1989; Wilson, 1989) defendem que as razões de pares de elementos altamente incompatíveis, com coeficientes de distribuição sólido/líquido semelhantes, não devem variar significativamente durante os processos de fusão parcial e cristalização fraccionada. Por outro lado, durante a fusão mantélica as razões entre elementos altamente incompatíveis (e.g. Th/Yb, Ta/Yb, Th/Ta, La/Nb, Th/Nb Zr/Y, Ti/Zr, Ti/Y, etc.) devem reflectir, aproximadamente, as respectivas razões na fonte (Sun & McDonough, 1989). Assim, quaisquer variações observadas nestas razões, para um conjunto de rochas cogenéticas, traduzem-se em heterogeneidades ao nível da fonte (Bougault *et al.*, 1980; *in*: Rollinson, 1993).

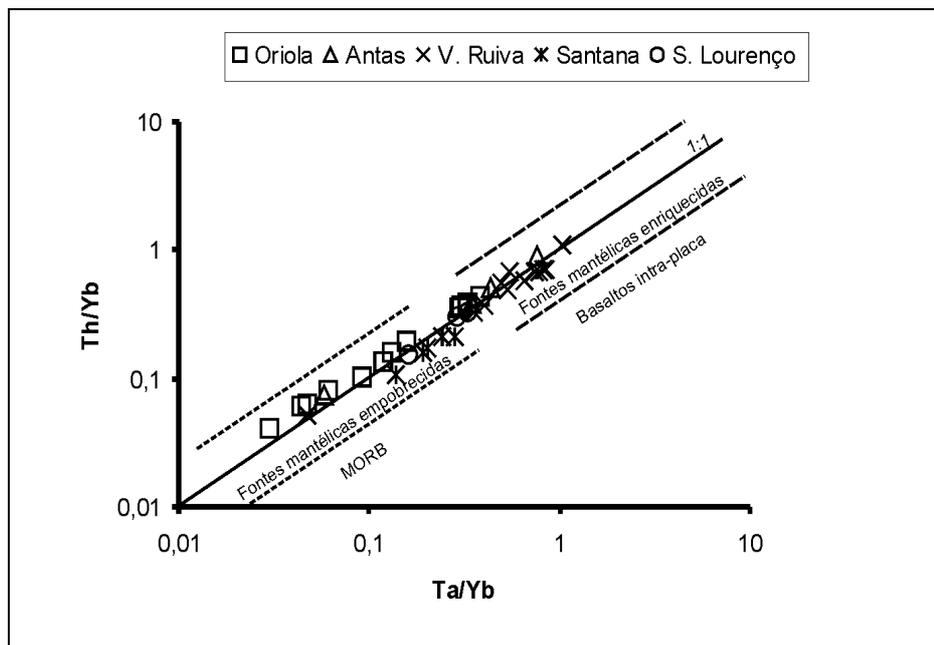


Fig. 5.3 – Diagrama Th/Yb vs. Ta/Yb para os metabasaltos das Sequências Ofiolíticas Internas. Os campos inseridos na figura foram adaptados de Pearce (1982) e Wilson (1989).

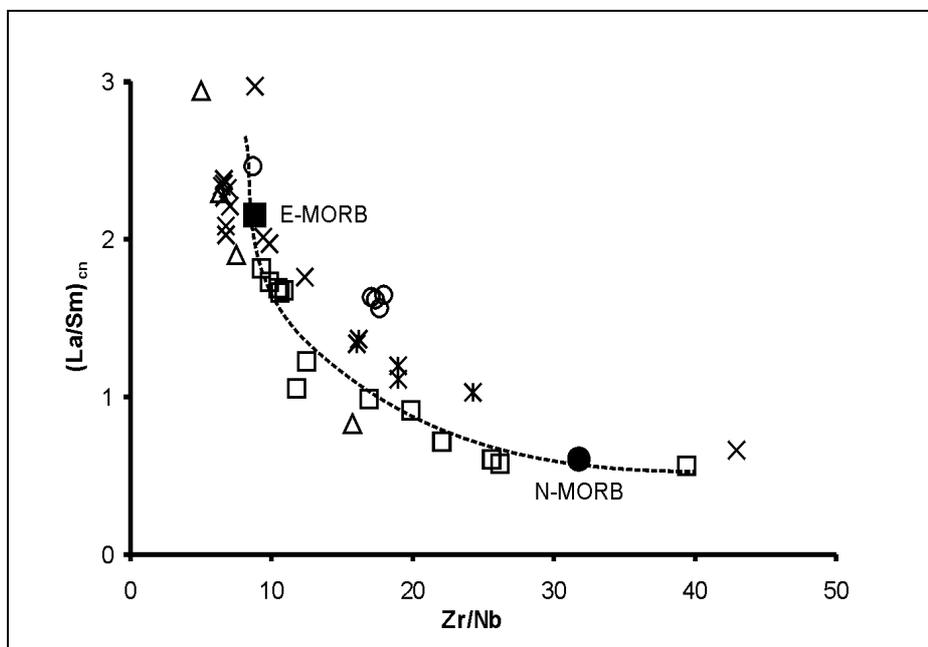


Fig. 5.4 – Diagrama $(La/Sm)_{cn}$ vs. Zr/Nb para metabasaltos das Sequências Ofiolíticas Internas. Os símbolos utilizados são iguais aos da figura anterior. Valores condriticos, N-MORB e E-MORB segundo Sun & McDonough (1989).

Segundo Saunders *et al.* (1988) o confronto de pares de razões, entre elementos altamente incompatíveis, minimiza os efeitos da fraccionação, permitindo caracterizar as fontes magmáticas. Os mesmos autores (*op. cit.*) argumentam que em diagramas tipo razão vs. razão, os basaltos oceânicos provenientes de fontes diferentes projectam-se segundo linhas de tendência com declives distintos.

Considerando como válidos os pressupostos referidos nos dois últimos parágrafos, projectaram-se na figura 5.3 as razões Th/Yb vs. Ta/Yb dos metabasaltos das Sequências Ofiolíticas Internas; com esta metodologia pretende-se detectar eventuais heterogeneidades ao nível da fonte magmática. Refira-se que a utilização do Yb, como factor de normalização, entre razões de elementos altamente incompatíveis minimiza os efeitos da fraccionação, produzida por cristalização fraccionada e/ou fusão parcial, permitindo que a composição da fonte magmática seja considerada a principal variável petrogenética (Pearce, 1982).

A projecção dos dados na figura 5.3 evidencia variações nas razões Th/Yb e Ta/Yb, sendo que os metabasaltos empobrecidos apresentam valores, em Th/Yb e Ta/Yb, nitidamente inferiores aos dos metabasaltos mais enriquecidos. Admitindo que estas razões reflectem as razões na fonte (Sun & McDonough, 1989), as variações observadas sugerem que os metabasaltos das Sequências Ofiolíticas Internas resultem de fontes diferentes.

Com efeito, Wilson (1989) refere que tendências idênticas à estabelecida, na figura 5.3, para os metabasaltos das Sequências Ofiolíticas Internas são semelhantes às tendências exibidas por diferentes basaltos oceânicos não orogénicos, argumentando que o maior, ou menor, enriquecimento em Th e Ta, relativamente ao Yb, traduz as heterogeneidades ao nível da fonte mantélica.

Assim, confirma-se, de forma inequívoca, que as variações detectadas nos diferentes padrões geoquímicos, das rochas estudadas, relacionam-se directamente com as heterogeneidades na fonte magmática, heterogeneidades estas, que se constituem como uma das principais variáveis petrogenéticas, envolvidas na génese das Sequências Ofiolíticas Internas.

Admitindo que as taxas de fusão ocorreram dentro dos limites admitidos por diferentes autores (BVTP, 1981; Wilson, 1989; Juteau and Maury, 1999; Lundstrom *et al.*, 2000; Roux *et al.*, 2002; Weyer *et al.*, 2003), para os MORB, a partir de uma fonte com composição heterogénea, os lantanídeos não devem ser fraccionados e as razões La/Ce, La/Sm e La/Yb devem reflectir as heterogeneidades da fonte. Se estas razões caracterizam a fonte magmática, a sua conjugação com outras razões de elementos de alto potencial iónico (e. g. Zr/Nb, Ti/Y, Y/Nb) é fundamental no sentido de interpretar o quimismo da fonte magmática.

Na figura 5.4 projectaram-se os valores de $(La/Sm)_{cn}$ em função das razões Zr/Nb, para os diferentes metabasaltos das Sequências Ofiolíticas Internas. Da análise desta figura, conclui-se que a distribuição dos respectivos valores faz-se ao longo de uma linha de mistura binária entre dois componentes finais: um componente semelhante aos E-MORB, com $(La/Sm)_{cn} > 2$ e Zr/Nb < 10 e outro semelhante aos N-MORB, com $(La/Sm)_{cn} < 1$ e Zr/Nb > 30 . A presença destes componentes na fonte magmática está de acordo com as características litogeoquímicas gerais das Sequências Ofiolíticas Internas, justificando o seu quimismo toleítico transicional entre os referidos componentes.

A ocorrência deste tipo de heterogeneidades na fonte das Sequências Ofiolíticas Internas não constitui novidade; heterogeneidades idênticas são frequentemente referidas para MORB actuais (BVTP, 1981; Wilson, 1989; Floyd, 1991; Juteau and Maury, 1999; Hannigan, *et al.*, 2001; Roux, *et al.*, 2002), em amostras geograficamente bastante próximas, tendo inclusive sido observadas em amostras provenientes de um mesmo perfil vertical (BVSP, 1981; Juteau and Maury, 1999; Roux, *et al.*, 2002).

Assim sendo, conclui-se que o quimismo das Sequências Ofiolíticas Internas é fortemente influenciado pelas heterogeneidades da fonte magmática, as quais são responsáveis, em grande parte, pelas variações geoquímicas detectadas nos diferentes sectores.

5.2 Os Processos de Fusão Parcial

Estabelecida a natureza heterogênea da fonte magmática interessa avaliar o eventual contributo dos processos de fusão parcial no quimismo das Sequências Ofiolíticas Internas. Para o efeito utilizou-se a equação (1) de Shaw (1970), que descreve a fusão parcial em equilíbrio, em que Cl_i e Co_i são, respectivamente, as concentrações do elemento i no líquido e no sólido inicial, D o coeficiente de distribuição global do elemento i e F o grau de fusão.

$$\frac{Cl_i}{Co_i} = \frac{1}{D + F(1 - D)} \quad (1)$$

Esta equação descreve o processo de fusão em equilíbrio, em que o líquido permanece em equilíbrio com o resíduo até à extracção (“batch partial melting”). Para graus de fusão muito pequenos, este processo não é, significativamente diferente da fusão fraccionada, em que o fundido é continuamente extraído da fonte.

No caso de fusão parcial em equilíbrio (equação 1) D é calculado para a paragénese residual existente à altura da extracção magmática. Considera-se que as fases sólidas que tenham estado presentes, mas que durante o processo foram fundidas não influenciam, significativamente, a concentração dos elementos no líquido.

Quando a equação (1) é expressa em função da mineralogia original da fonte e do contributo relativo de cada fase mineralógica para o fundido, diz-se que ocorre fusão parcial não modal. Este tipo de fusão é descrito pela equação (2), em que P é o coeficiente de distribuição global sólido/líquido, do elemento i , para os minerais que participam na fusão.

$$\frac{Cl_i}{Co_i} = \frac{1}{D + F(1 - P)} \quad (2)$$

Para se calcularem os graus de fusão parcial envolvidos na génese das Sequências Ofiolíticas Internas é necessário conhecer-se a composição mineralógica da fonte. Na tentativa de se estimarem as taxas de fusão parcial considerou-se um modelo, envolvendo fusão parcial não modal, em que a fonte magmática das Sequências Ofiolíticas Internas resulta da influência de dois componentes extremos – componentes A e B – com diferentes composições:

i) Componente A: fonte mantélica constituída por 55% olivina + 25% ortopiroxena + 15% clinopiroxena + 5% granada, e em que os contributos relativos de clinopiroxena, granada, ortopiroxena e olivina para o fundido são, respectivamente, 40, 30, 20 e 10%.

ii) Componente B: fonte mantélica constituída por 65% olivina + 25% ortopiroxena + 10% clinopiroxena, e em que os contributos relativos de clinopiroxena, ortopiroxena e olivina para o fundido são, respectivamente, 50, 30 e 20%.

Em ambos os casos assume-se que as concentrações iniciais da fonte são idênticas às referidas por Sun & McDonough (1989) para o manto primordial, enquanto que para o cálculo de D e P , consideraram-se os coeficientes de distribuição sólido/líquido utilizados nos modelos de fusão mantélica compilados por Donnelly (2001, *in* Cottrell *et al.*, 2002).

Na figura 5.5 projectaram-se os pontos das razões Ce/Yb vs. Ce, para os diferentes metabasaltos das Sequências Ofiolíticas Internas, os quais podem ser comparados com as curvas de fusão teóricas dos componentes A e B, resultantes da modelação atrás descrita. A escolha do Ce e do Yb, para se estimarem os graus de fusão parcial, prende-se com o facto do Yb ter grande afinidade com a estrutura da granada, mas nos restantes minerais serem

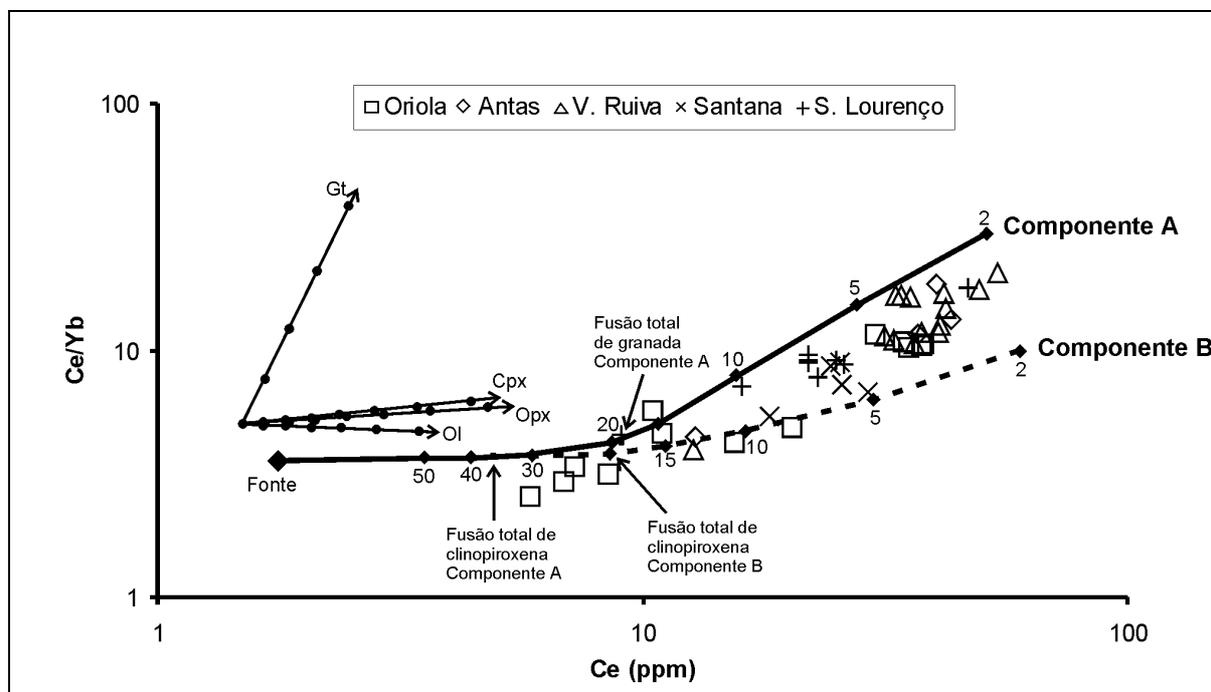


Fig. 5.5 – Comparação dos valores Ce/Yb vs. Ce dos metabasaltos das Sequências Ofiolíticas Internas com as curvas de fusão parcial não modal de uma fonte mantélica com concentrações iniciais idênticas às do manto primordial (Ce =1.775 ppm e Yb =0.493 ppm; Sun & McDonough, 1989) e com composição heterogênea entre dois componentes:

Componente A: Lherzolito granatífero com 0.55Ol+0.25Opx+0.15Cpx+0.5Gt.

Contributo dos minerais para o fundido igual a 0.40Cpx+0.30Gt+0.20Opx+0.10Ol.

Componente B: Lherzolito com 0.65Ol+0.25Opx+0.10Cpx.

Contributo dos minerais para o fundido igual a 0.50Cpx+0.30Opx+0.20Ol.

Os segmentos dos vectores de fraccionação correspondem a 10% de fraccionação para cada mineral.

ambos elementos incompatíveis, com o pormenor do Ce ser mais incompatível que o Yb.

As taxas de fusão obtidas (3-20%) são idênticas às taxas referidas por McKenzie and O'Nions (1991) e White *et al.* (1992) para basaltos das cristas médias oceânicas e permitem explicar a fraccionação de lantanídeos, observada nos metabasaltos das Sequências Ofiolíticas Internas, através da variação do grau de fusão parcial. No entanto, no caso dos metabasaltos mais evoluídos as taxas de fusão estimadas (2-5%) são nitidamente inferiores às taxas estabelecidas como típicas para os MORB; *i.e.* 20-30% (Wilson, 1989).

Como alternativa a este modelo, a fusão dinâmica (Langmuir *et al.*, 1977) constitui-se como uma hipótese viável para explicar o quimismo das Sequências Ofiolíticas Internas. A fusão dinâmica consiste num processo de fusão contínua, em que parte do líquido produzido inicialmente, por fusão parcial, fica retido no resíduo, os quais (resíduo + líquido retido) são sujeitos a processos de fusão fraccionada.

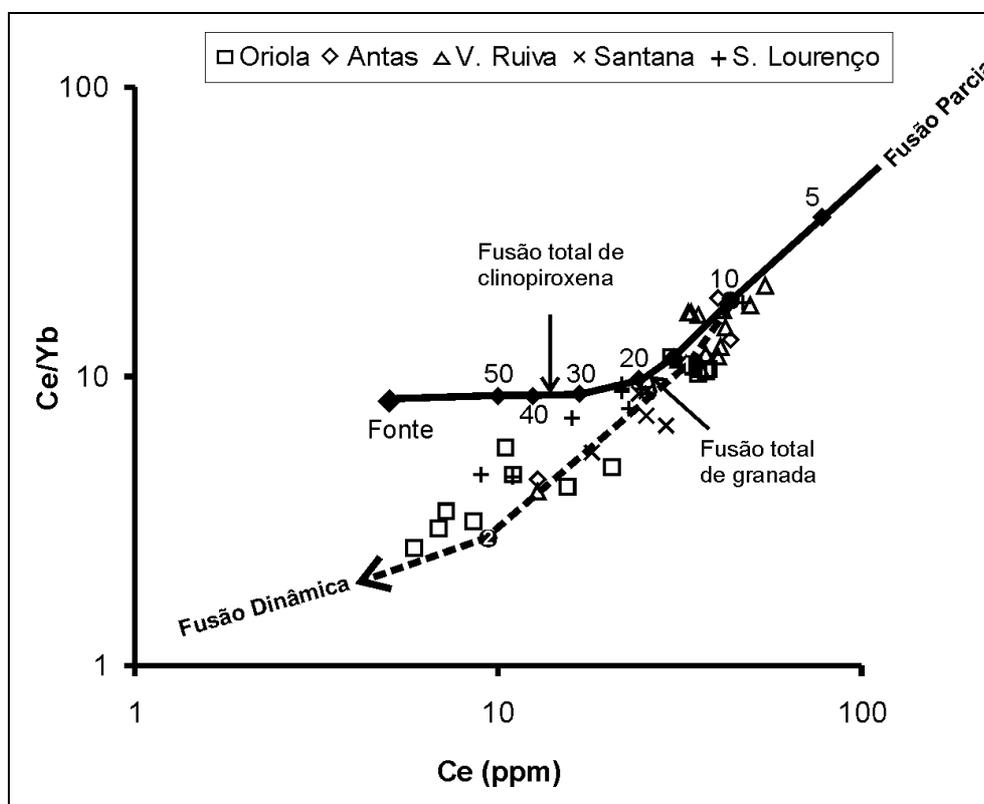


Fig. 5.6 - Comparação dos valores Ce/Yb vs. Ce dos metabasaltos das Sequências Ofiolíticas Internas com as curvas de fusão parcial não modal e de fusão dinâmica.

Fusão Parcial – Fonte: 54%Ol+24%Opx+15%Cpx+7%Gt, com Ce=5 ppm e Yb=0.6 ppm. Contributo para o fundido: para $F \leq 20\%$ 45%Gt+45%Cpx+5%Ol+5%Opx; para $20\% \leq F \leq 35\%$ 90%Cpx+5%Ol+5%Cpx; $F > 35\%$ 50%Ol+50%Opx.

Fusão Dinâmica – Após 10% de fusão parcial o resíduo é constituído por 55%Ol+25%Opx+15%Cpx+5%Gt e contém 3% do líquido produzido. Os incrementos sucessivos são de 1% e o contributo dos minerais para o fundido é 50%Cpx+20%Gt+20%Opx+10%Gt.

Na figura 5.6 avaliaram-se os efeitos da fusão dinâmica, num lherzolito granatífero, com concentrações iniciais em Ce e Yb iguais a 5 e 0.6 ppm, respectivamente, sujeito num primeiro estágio a fusão parcial não modal ($F \leq 10\%$). Após 10% de fusão parcial, 3% do líquido produzido fica retido no resíduo, constituído por 55%Ol+25%Opx+15%Cpx+5%Gt, ao que se seguem sucessivos incrementos de fusão fraccionada. Durante esta fase o contributo relativo de clinopiroxena, granada, ortopiroxena e olivina para o fundido é, respectivamente, 50, 20, 20 e 10%.

A análise da figura 5.6 mostra que o modelo de fusão dinâmica permite explicar, com alguma versatilidade, as variações Ce/Yb vs. Ce nos diferentes sectores das Sequências Ofiolíticas Internas, originando subsequentemente líquidos mais empobrecidos nos elementos mais incompatíveis. No entanto, mostra-se incongruente com as relações de campo observadas no sector de Oriola.

Neste sector, as diferentes unidades apresentam-se com polaridade normal (Sousa, 1996). Como na Sequência Ofiolítica, os metabasaltos mais diferenciados estão suprajacentes aos metabasaltos empobrecidos, as variações geoquímicas observadas devem resultar, muito provavelmente, de outros factores petrogenéticos, nomeadamente das heterogeneidades ao nível da fonte, como foi referido no subcapítulo anterior.

5.3 – Os Processos de Cristalização Fraccionada

Apesar das heterogeneidades da fonte e da fusão parcial constituírem-se como processos petrogenéticos viáveis para justificar as características litogeoquímicas das Sequências Ofiolíticas Internas, a presença de rochas resultantes de processos de acumulação é indicativa, em primeira análise, da actuação de mecanismos de cristalização fraccionada. Assim sendo, quantificaram-se os efeitos da cristalização fraccionada, com o objectivo de se

determinar a natureza dos líquidos (primária ou diferenciada) envolvidos na cristalização das rochas acumuladas.

Sabe-se que a composição de olivinas em equilíbrio com a restante mineralogia nos peridotitos mantélicos é $Fo = 90\%$ (BVTP, 1981; Wilson, 1989), a que correspondem razões Fe/Mg, na olivina, iguais a 0.1111. Assumindo que $K_D^{ol/liq}$, para a razão Fe/Mg, entre estas olivinas e os líquidos primários em equilíbrio é, aproximadamente, 0.3 (Roeder & Emslie, 1970), obtêm-se razões Fe/Mg = 0.37 para os líquidos primários.

Como as olivinas mais magnesianas analisadas nos werlitos, das Sequências Ofiolíticas Internas, possuem composições $Fo = 72\%$, obtêm-se razões Fe/Mg = 1.2963 para os líquidos a partir dos quais cristalizaram as olivinas, mais primitivas, analisadas nos werlitos.

Aplicando a Lei de Rayleigh (Neuman *et al.*, 1954; *in*: Rollinson, 1993), que descreve a cristalização fraccionada, às razões Fe/Mg entre o líquido primário, em equilíbrio com olivina mantélica e o líquido remanescente da cristalização de olivina nos werlitos, das Sequências Ofiolíticas Internas, obtêm-se a equação (3), em que Cl e Co são, respectivamente, as concentrações no líquido remanescente após cristalização fraccionada e no magma parental, D_{Fe} e D_{Mg} são os coeficiente de distribuição olivina/líquido (para o Fe e Mg) e F o grau de fusão.

$$\frac{Cl_{Fe}}{Cl_{Mg}} = \frac{Co_{Fe}}{Co_{Mg}} * F^{(D_{Fe}-D_{Mg})} \quad (3)$$

Assumindo que $(D_{Fe} - D_{Mg}) = -3$ (Beattie, 1993) obtêm-se taxas de cristalização, aproximadamente, de 35%, anteriores à cristalização dos werlitos. Estes valores indicam que as rochas acumuladas das Sequências Ofiolíticas Internas, nomeadamente os werlitos, cristalizaram a partir de líquidos magmáticos diferenciados; confirmam o envolvimento de processos de cristalização fraccionada na génese das Sequências Ofiolíticas Internas, os

quais, conjuntamente com as heterogeneidades da fonte e com os processos de fusão parcial, contribuíram para o espectro geoquímico final exibido pelas rochas estudadas.

5.4 – Síntese e Interpretação dos Resultados

Do que foi exposto, ao longo deste capítulo, verifica-se que a geoquímica das Sequências Ofiolíticas Internas é influenciada pela heterogeneidade da fonte ao que, eventualmente, se sobrepueram variações no grau de fusão parcial e cristalização fraccionada dos respectivos magmas primários.

A existência de magmas com valores distintos de razões entre diferentes elementos incompatíveis é, provavelmente, consequência de diferenças geoquímicas ao nível das fontes mantélicas. Assim, os metabasaltos empobrecidos, com características semelhantes aos N-MORB, derivam de uma fonte mantélica tipo DMM (“Depleted MORB Mantle”), sem granada residual. Em oposição, os metabasaltos mais diferenciados, com quimismo tipo E-MORB, resultam de uma fonte mantélica com uma natureza mais enriquecida, provavelmente com granada na mineralogia residual.

Os processos de fusão parcial actuando sobre o espectro composicional inferido para as fontes mantélicas (fig. 5.4) encontra-se expresso no quimismo geral das Sequências Ofiolíticas Internas, o qual é transicional entre dois tipos membros finais: N-MORB e E-MORB.

A identificação de protólitos composicionalmente distintos, relacionados com as Sequências Ofiolíticas Internas, levanta questões sobre o significado geodinâmico dos episódios magmáticos associados à génese desses mesmos protólitos.

Actualmente existe um consenso generalizado sobre as profundidades de segregação de magmas parentais dos N-MORB (25-30 Km; Zindler and

Hart, 1986), bem como sobre o carácter empobrecido das respectivas fontes mantélicas, as quais se localizam nos níveis superiores do manto (fig. 5.7A). Por outro lado, a ocorrência de granada na fonte dos basaltos oceânicos não orogénicos está, normalmente, associada ao magmatismo intraplaca. Neste caso, a fonte mantélica, relativamente à fonte dos N-MORB, corresponde a zonas mais profundas e férteis do manto (BVTP, 1981; Wilson, 1989, Floyd, 1991, Juteau and Maury, 1999), que não foram afectadas por processos de extracção de elementos incompatíveis, ao longo do tempos. Segundo estes autores (*op. cit.*), os magmas parentais relacionados com a génese dos E-MORB resultam de um processo de mistura entre o manto superior empobrecido (DMM) e injeções magmáticas enriquecidas (fig. 5.7); estas provêm dos níveis mantélicos mais profundos e férteis e ascendem por processos de “diapirismo”, associados aos sistemas de plumas mantélicas.

As ascensões de componentes enriquecidos para os níveis superiores do manto são a principal causa das heterogeneidades mantélicas relacionadas com a génese dos MORB (BVTP, 1981). No entanto, em função dos regimes de expansão das dorsais oceânicas, o material oriundo dos níveis mantélicos mais férteis distribui-se de diferentes formas (Wilson, 1989, Juteau and Maury, 1999): nas dorsais de expansão rápida o material ascendente distribui-se através de pequenas e numerosas ocorrências (fig. 5.7 B1), enquanto que nas dorsais de expansão lenta o material tende a concentrar-se numa única ocorrência de dimensões superiores (fig. 5.7 B2).

As características estruturais das Sequências Ofiolíticas Internas mostram semelhanças com as características dos ofiolitos tipo LOT. Segundo Juteau and Maury (1999), este tipo de ofiolitos representam fragmentos de crosta oceânica gerada em regimes de expansão lenta. Por outro lado, O`Hanley (1996) refere que a ocorrência de serpentinitos, com características idênticas às dos dunitos serpentinizados no sector de Santana, está, também, normalmente associada a estes regimes de expansão. Em função destas semelhanças, conclui-se que as Sequências Ofiolíticas Internas formaram-se, muito provavelmente, em cristas oceânicas caracterizadas por taxas de

expansão lenta. Assim, os protólitos das Sequências Ofiolíticas Internas devem corresponder a uma situação idêntica à ilustrada na figura 5.7B2.

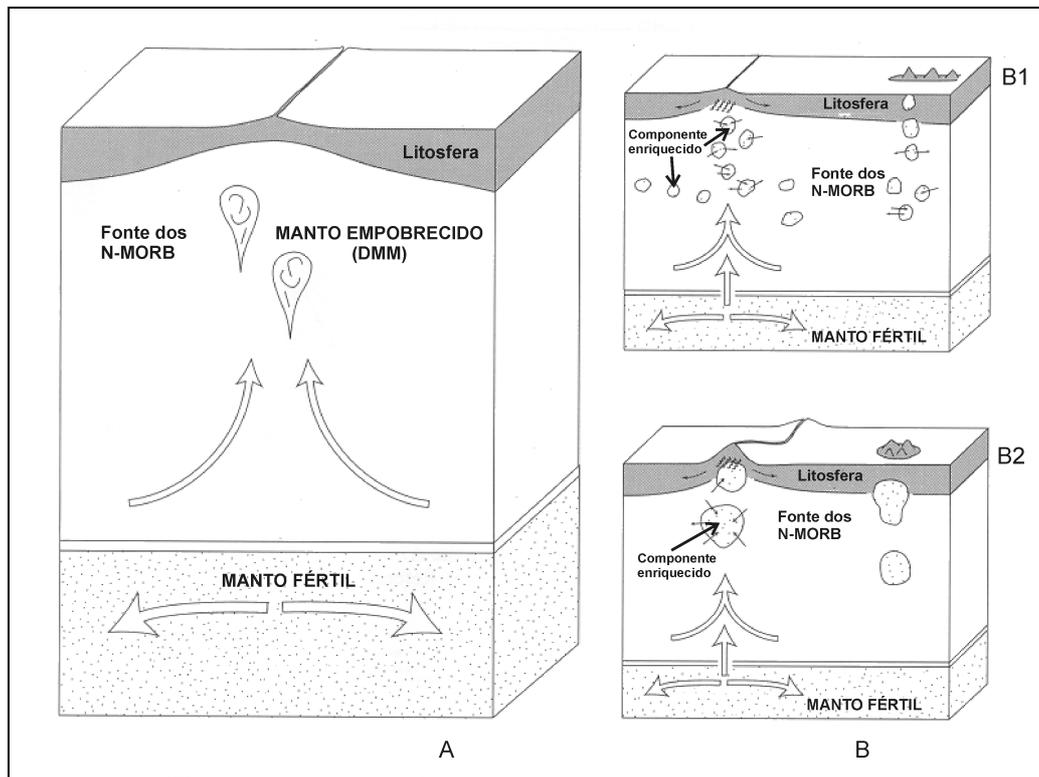


Fig. 5.7 – Modelos esquemáticos dos diferentes componentes mantélicos envolvidos na gênese de basaltos oceânicos tipo MORB (adaptada de Wilson, 1989; Juteau and Maury, 1999). A: gênese de rochas tipo N-MORB. B: gênese rochas tipo E-MORB em regimes de expansão rápida (B1) e lenta (B2).

Hirschmann and Stolper (1996) apresentam uma análise exaustiva sobre os modelos de fusão adiabática, geneticamente relacionada com a formação de rochas tipo MORB. Nesse estudo, os autores referem que se uma fracção significativa do magma produzido por fusão parcial ocorre nas regiões mais férteis do manto, a profundidades superiores a 80 Km, ou seja, no interior do campo de estabilidade dos peridotitos granatíferos, as taxas de produção de magma teriam que ser substancialmente superiores às necessárias para produzir crosta oceânica com aproximadamente 7 Km de espessura, nos segmentos normais das dorsais oceânicas. Como resolução desta

incongruência, sugerem, para a génese dos E-MORB, um modelo de fusão mantélica envolvendo uma fonte heterogénea constituída por lherzolitos espinelíferos com veios de piroxenitos granatíferos.

Este modelo tem a versatilidade de evidenciar a assinatura granatífera, na fonte dos E-MORB, através dos piroxenitos, os quais contribuem desproporcionalmente para o fundido, em virtude da curva sólidas ocorrer a temperaturas mais baixas, relativamente à curva dos peridotitos (Hirschmann and Stolper, 1996); durante a descompressão adiabática os veios de piroxenitos com granada fundem a profundidades 15-25 Km inferiores às dos peridotitos.

A fusão parcial envolvendo lherzolitos espinelíferos e uma pequena percentagem de piroxenitos granatíferos explica quantitativamente a grande maioria das características geoquímicas dos MORB (Hirschmann and Stolper, 1996; Lundstrom *et al.*, 2000), sem necessidade de se invocar processos de fusão a grandes profundidades, em equilíbrio com peridotitos granatíferos.

Em termos gerais, o modelo de Hirschmann and Stolper (1996) permite, também, justificar a natureza heterogénea dos protólitos das Sequências Ofiolíticas Internas e constitui uma boa alternativa aos modelos clássicos relacionados com a génese dos E-MORB (BVTP, 1981; Wilson, 1989), envolvendo segregação magmática a profundidades superiores a 80 Km.

CAPÍTULO 6

CONCLUSÕES

Considerando o que ficou exposto ao longo deste estudo pode-se afirmar, com base na caracterização geológica, que as Sequências Ofiolíticas Internas correspondem a cinco fragmentos de crosta oceânica imbricados, ou colocados como “klippes”, no interior do Complexo Filonítico de Moura. A caracterização geoquímica, dos mesmos, mostra que os protólitos ígneos formaram-se em sistemas tectonomagmáticos semelhantes aos das dorsais oceânicas de expansão lenta. Por outro lado, quer ao nível da química mineral, quer ao nível da litogeoquímica, as assinaturas geoquímicas das Sequências Ofiolíticas Internas evidenciam um quimismo toleítico transicional, com diferentes graus de enriquecimento, entre dois termos finais tipo N-MORB e E-MORB, sem qualquer evidência orogénica, confirmando-se o carácter anorogénico anteriormente referido em estudos preliminares (Araújo *et al.*, 1993; Fonseca *et al.*, 1999; Pedro *et al.*, 1998; 2003a; 2003b).

No entanto, algumas questões sobre a génese e evolução das Sequências Ofiolíticas Internas permanecem em aberto. Uma dessas questões prende-se com a idade das Sequências Ofiolíticas Internas. A ausência de estudos isotópicos, os quais serão, provavelmente, realizados num futuro próximo, bem como a ausência de relações bio e litoestratigráficas “sólidas”, para os domínios meridionais da Zona de Ossa-Morena, são os principais factores que condicionam, directamente, a atribuição de uma idade às

Sequências Ofiolíticas Internas. Apesar destes condicionalismos, os dados disponíveis, para os referidos domínios da Zona de Ossa-Morena, permitem, com algum grau de especulação, limitar cronologicamente a génese das rochas estudadas.

Atendendo à evolução tectonomagmática, estabelecida para a Zona de Ossa-Morena (*vide* fig. 2.1) e à natureza dos protólitos das Sequências Ofiolíticas Internas, faz todo o sentido correlacionarem-se estas ocorrências com os regimes magmáticos não orogénicos vigentes durante o Paleozóico, nesta zona tectonoestratigráfica. Como argumento favorável, a esta correlação, refiram-se as relações de campo e as diferenças no estilo de deformação entre as sequências Ofiolítica e Parautóctone, no “subdomínio” de Alvito-Viana do Alentejo-Portel, as quais sugerem, para as Sequências Ofiolíticas Internas, uma idade posterior à da unidade metassedimentar, da Sequência Parautóctone. Como esta unidade é correlacionável com a Formação Água de Peixe-Série Negra (Proterozóico superior – Gonçalves & Carvalhosa, 1994), o magmatismo responsável pela génese das Sequências Ofiolíticas Internas, com base nestas relações, terá ocorrido após o Proterozóico superior, ou seja, durante o Paleozóico. Aliás, a atribuição de uma idade varisca às Sequências Ofiolíticas Internas, foi inicialmente efectuada por Fonseca *et al.* (1999), com base em dados estruturais e litoestratigráficos, corroborando as observações efectuadas no “subdomínio” de Alvito-Viana do Alentejo-Portel. Por outro lado, a análise estrutural indica que a imbricação das Sequências Ofiolíticas Internas, nos diferentes sectores, é contemporânea da deformação varisca, enquanto que os dados petrográficos e de química mineral mostram variações composicionais contínuas entre as paragénese primárias e metamórficas, com a particularidade destas últimas, em alguns casos serem sin-tectónicas. Assim sendo, com base nas características referidas, ao longo deste parágrafo, pode-se afirmar que as Sequências Ofiolíticas Internas representam um estágio de evolução magmática da Zona de Ossa-Morena, durante a Orogenia Varisca.

No que diz respeito à idade superior das Sequências Ofiolíticas Internas, como estas encontram-se intruídas pelo Complexo Ígneo de Beja, nomeadamente no sector de Antas, a sua idade não será posterior à idade

deste complexo, ou seja, Givetiano-Frasniano a Tournaciano-Viseano (Conde e Andrade, 1974; Santos *et al.*, 1987; Dallmeyer *et al.*, 1993). Por outro lado, os estádios de magmatismo não orogénico, estabelecidos para a Zona de Ossa-Morena durante o Paleozóico (sintetizados na fig. 2.11), indicam idades inferiores ao Devónico médio, ou seja, anteriores à idade do Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches (Fonseca and Ribeiro, 1993), que representa o início dos registos de magmatismo orogénico, nos domínios meridionais da Zona de Ossa-Morena, com excepção dos vulcanitos de S. Marcos do Campo (Ribeiro *et al.*, 1992; Mata *et al.*, 1993). De facto, parecem não existir dúvidas quanto à idade superior das Sequências Ofiolíticas Internas, a qual é congruente com a idade do Silúrico inferior (Piçarra & Gutiérrez Marco, 1992), atribuída à base da formação (Complexo Filonítico de Moura) onde ocorrem tectonicamente imbricadas.

Face ao exposto, nos últimos parágrafos, faz todo o sentido relacionar o magmatismo ofiolítico, responsável pela formação das Sequências Ofiolíticas Internas, com o sistema magmático não orogénico vigente na Zona de Ossa-Morena, durante o Paleozóico inferior. A ocorrência de magmatismo oceânico na Zona de Ossa-Morena não constitui qualquer tipo de novidade. Com efeito, após o estabelecimento da natureza ofiolítica do Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches (Munhá *et al.*, 1986; Quesada *et al.*, 1994) é, quase, unanimemente aceite o envolvimento de terrenos exóticos de natureza oceânica no bordo sudoeste do Maciço Ibérico. No entanto, a ocorrência destes terrenos não é exclusiva da Zona de Ossa-Morena; os ofiolitos de Ordenes, Cabo Ortegal, Morais e Bragança no noroeste peninsular (Ribeiro *et al.*, 1983; 1990a; Ribeiro & Pereira; 1997; Gil Iburguchi & Arenas, 1990), bem como os ofiolitos de Lizard no sudoeste de Inglaterra (Éden & Andrews, 1992) e Limousin na região oeste do Maciço Central Francês (Dubuisson *et al.*, 1989), reforçam o envolvimento de diferentes bacias oceânicas durante a evolução geodinâmica da Cadeia Varisca Ibérica.

Outro dos objectivos, inicialmente propostos neste estudo, consiste em comparar geoquimicamente as Sequências Ofiolítica Internas com o Complexo

Ofiolítico de Beja-Acebuches; pretende-se determinar eventuais afinidades e/ou diferenças entre estes ofiolitos.

Os trabalhos realizados por Crespo-Blanc (1989), Quesada *et al.* (1994), Fonseca (1995) e recentemente revistos por Fonseca *et al.* (1999) e Figueiras *et al.* (2002) sintetizam as principais características do Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches. Relativamente às características geoquímicas, Quesada *et al.* (1994) descreve-as em detalhe e demonstra que o quimismo do Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches é transicional entre os basaltos dos fundos oceânicos e os basaltos orogénicos, indicando afinidades calco-alcálicas sintomáticas de magmatismo orogénico.

Os mesmos autores (*op. cit.*) defendem que o quimismo observado no Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches define uma assinatura geoquímica orogénica, similar às referidas para a maioria dos basaltos oceânicos gerados em bacias tipo “back-arc” (Saunders and Tarney, 1991).

As características geoquímicas e a natureza dos protólitos do Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches contrastam, nitidamente, com o estabelecido, neste estudo, para as Sequências Ofiolíticas Internas e permitem colocar as seguintes hipóteses:

- a) As Sequências Ofiolíticas Internas representam um estágio de maior maturação da bacia originária do Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches; ou
- b) As Sequências Ofiolíticas Internas e o Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches representam bacias oceânicas distintas.

Caso as Sequências Ofiolíticas Internas correspondessem a um estágio de maior maturidade da bacia “back-arc” originária do Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches, por comparação com as bacias marginais com graus de maturidade consideráveis, dever-se-iam encontrar evidências, mesmo que vestígias, da influência orogénica (Elthon, 1991b; Encarnacion *et al.*, 1999; Harris *et al.*, 2003). Estas influências são normalmente detectadas ao nível das

razões entre elementos altamente incompatíveis (*i.e.* Th/La e Nb/La), que indicam o “descolamento” LILE/HFSE característico dos basaltos das bacias “back-arc” (Saunders and Tarney, 1991). Como foi referido, não se detectaram, em caso algum, evidências de componentes orogénicos nas assinaturas geoquímicas das rochas estudadas. O contraste geoquímico, anorogénico vs. orogénico, entre as Sequências Ofiolíticas Internas e o Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches permite concluir que estes dois tipos de ofiolitos originaram-se em bacias oceânicas distintas, ou seja, em regimes de oceano “aberto” e de bacia marginal, respectivamente. Assim, confirma-se a ocorrência de diferentes tipos de crosta oceânica, nos domínios meridionais da Zona de Ossa-Morena, inicialmente sugerida por Araújo *et al.* (1993), Fonseca (1995), Fonseca *et al.* (1999); Pedro *et al.* (1998; 2003a; 2003b), com base em dados geoquímicos preliminares e estruturais.

A presença destes ofiolitos, tectonicamente colocados, nas zonas internas (Sequências Ofiolíticas Internas) e externas (Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches) da Zona de Ossa-Morena é em tudo semelhante a situações análogas descritas na Terra Nova (Coish *et al.*, 1982; Batanova *et al.*, 1998), na China oriental (Robinson, *et al.*, 1999; Wang *et al.*, 2003), nos Balcãs (Savov *et al.*, 2001) e na costa oriental da Rússia (Ishiwatari, 1998). Nestes ofiolitos as características estruturais dos diferentes ofiolitos são, também, idênticas às dos ofiolitos da Zona de Ossa-Morena; normalmente os ofiolitos externos apresentam-se com um grau de preservação superior aos internos, que tendem a ocorrer desmembrados e fragmentados no interior de “mélanges” tectónicas.

No subcapítulo 2.2.3 sintetizaram-se os principais registos magmáticos variscos da Zona de Ossa-Morena. Estes, denotam uma evolução conjunta desde os estádios iniciais de “rifting” no Câmbrio inferior, com episódios de oceanização abortados durante o Paleozóico inferior, até aos estádios de relaxamento térmico, pós colisionais, no Permo-Carbónico. A comparação da magmatogénese varisca da Zona de Ossa-Morena com os diferentes estádios do ciclo de Wilson indicava, até à data, a ausência de magmatismo gerado em bacias oceânicas “abertas” com margens passivas. A caracterização geoquímica das Sequências Ofiolíticas Internas e o seu significado

geotectónico, determinado neste estudo, vem colmatar esta lacuna, complementando, assim, o ciclo de Wilson, durante a Orogenia Varisca, no ramo sudoeste do Maciço Ibérico.

Por último, importa interpretar as posições paleogeográficas, relativas, das bacias oceânicas envolvidas na evolução geodinâmica da Zona de Ossa-Morena. Os modelos geodinâmicos, vigentes para esta zona tectonoestratigráfica, durante a Orogenia Varisca (Ribeiro *et al.*, 1990a; Quesada, 1992; Quesada *et al.*, 1994; Araújo, 1995; Fonseca, 1995; Fonseca *et al.*, 1999), indicam que a fase de margem continental activa é caracterizada pela subducção para norte (Ribeiro *et al.*, 1990a; Quesada, 1992; Quesada *et al.*, 1994), que induz a formação de uma bacia “back-arc” responsável pela génese do Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches. Como consequência da subducção, esta bacia teve uma vida efémera, ocorrendo obducção antitética para norte do Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches. No seu conjunto, subducção e obducção, definem uma estrutura tipo “flake” tectónica no bordo meridional da Zona de Ossa-Morena.

Este modelo implica, como é óbvio, a presença de um oceano, inicialmente, localizado a sul do Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches. Segundo Quesada *et al.* (1994), este oceano encontra-se representado pelos metabasaltos, com quimismo tipo N-MORB, intercalados nos sedimentos basais do Terreno Acrecionário do Pulo do Lobo. Atendendo à posição das Sequências Ofiolíticas Internas e a dados de natureza geoquímica, petrográfica e estrutural Araújo (1995), Fonseca (1995) e Fonseca *et al.* (1999) apresentam alternativas a este modelo (modelo da “flake” tectónica) e sugerem que o oceano localizado a sul do Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches corresponda à bacia de proveniência das Sequências Ofiolíticas Internas.

Os modelos apresentados por estes autores (*op. cit.*) constituem uma hipótese viável para a ocorrência de ofiolitos internos e externos, nos domínios meridionais da Zona de Ossa-Morena, através de mecanismos de obducção, por vezes complexos, envolvendo fragmentos de crosta oceânica com diferentes significados geotectónicos (fig. 6.1). No entanto, a ausência de dados isotópicos deixa algumas questões em aberto, nomeadamente as

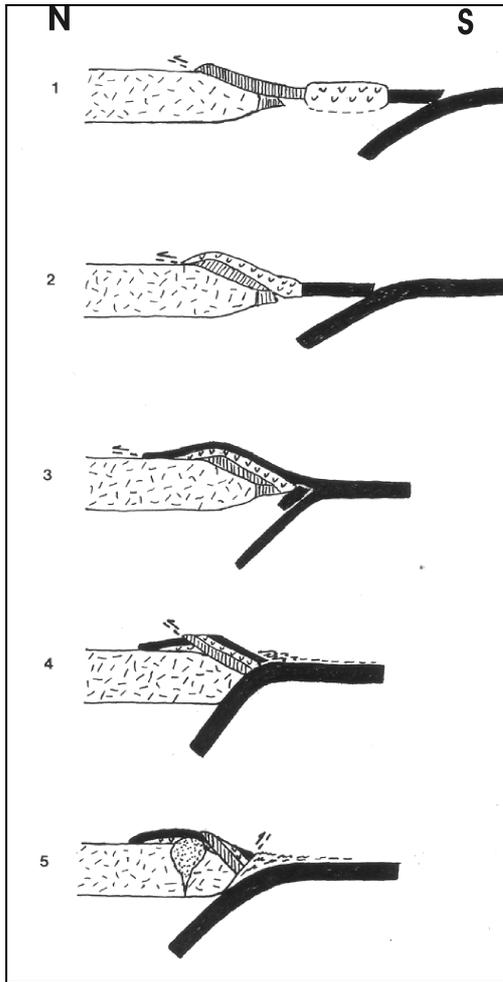


Fig. 6.1 – Evolução da margem SW da Zona de Ossa-Morena com base no modelo da existência de duas bacias oceânicas (segundo Araújo, 1995):
 1– Obdução da bacia “back-arc” (Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches).
 2– Obdução de sequências associadas a um arco vulcânico.
 3– Obdução da bacia oceânica do Terreno do Pulo do Lobo (Sequências Ofiolíticas Internas?).
 4– Carreamentos colocando o Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches sobre os mantos instalados em 1 e 2 e início da formação de um prisma acrecionário (Terreno Acrecionário do Pulo do Lobo).
 5– Instalação do Complexo Ígneo de Beja e formação do Cavalgamento de Ferreira-Ficalho

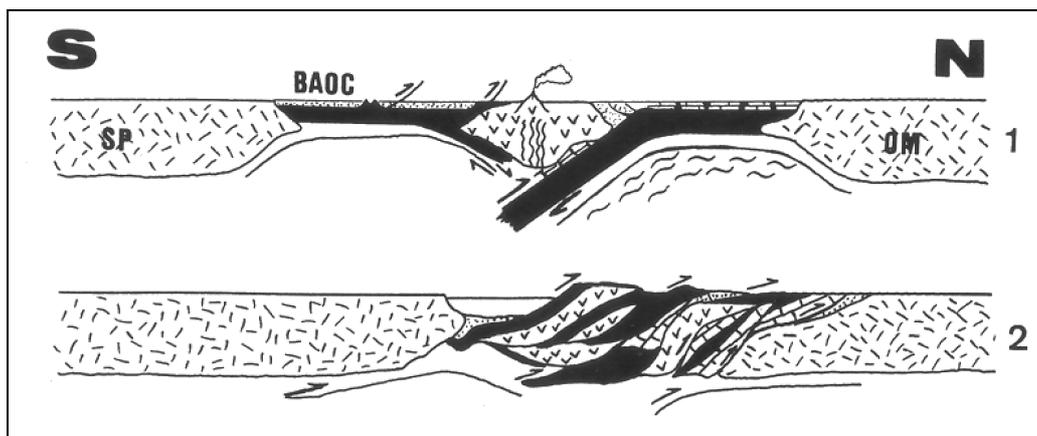


Fig. 6.2 – Evolução da margem SW da Zona de Ossa-Morena com subducção para sul (modelo alternativo, segundo Fonseca, 1995). 1- Geração de uma bacia marginal (Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches) por subducção para sul de um oceano representado, actualmente, pelas Sequências Ofiolíticas Internas. 2- Imbricação tectónica, por reactivação da zona de subducção para norte.

relações entre as idades de formação e obducção dos diferentes tipos de crosta oceânica.

Fonseca (1995) propõe um outro modelo, alternativo, com subducção de crosta oceânica, com características geoquímicas tipo N-MORB, para sul sob a Zona de Ossa-Morena (fig. 6.2). Segundo este autor (*op. cit.*), deste oceano apenas restariam pequenos fragmentos ofiolíticos representados pelas Sequências Ofiolíticas Internas. A influência da subducção para sul induz a formação de uma bacia marginal, responsável pela geração do Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches, o qual foi rapidamente obductado. Posteriormente, ocorreria a subducção, para norte, de um outro oceano localizado a sul do Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches. A detecção de uma descontinuidade geofísica inclinada para sul, na região de Alvito – Viana do Alentejo e de outra localizada a sul desta região, mas inclinada para norte (Almeida *et al.*, 2001), reforçam a viabilidade deste modelo, o qual do ponto de vista petrológico e com alguma margem de especulação, parece adaptar-se melhor à reconstituição do magmatismo ofiolítico da Zona de Ossa-Morena.

Ao concluir este trabalho, independente do modelo geodinâmico considerado para justificar a presença de ofiolitos, internos e externos, com idades variscas na Zona de Ossa-Morena, pensamos ter atingido os objectivos inicialmente propostos, ou seja, caracterizar geológica e geoquimicamente as Sequências Ofiolíticas, Internas, interpretar o significado geotectónico das mesmas e comparar a sua génese com a estabelecida para o Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches. Foram acrescentados novos dados relativos à evolução da Zona de Ossa-Morena, que conseqüentemente contribuem para uma melhor caracterização do ramo sudoeste da Cadeia Varisca Interna.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS:

- Abalos, B.; Gil Ibarguchi, J.; e Eguiluz, L. (1991) – Cadomian subduction / collision and Variscan transpression in the Badajoz-Córdoba Shear Belt (SW Spain). *Tectonophysics*, vol. 199, pp. 51-72.
- Almeida, E.; Pous, J.; Santos, F.; Fonseca, P.; Marcuello, A.; Queralt, P.; Nolasco, R. & Mendes-Victor, L. (2001) – Electromagnetic imaging of a transpressional tectonics in SW Iberia. *Geophy. Res. Lett.*, vol. 28 (3), pp. 439-442.
- Andrade, A. (1977) – The Beja Ophiolitic Complex in Southern Portugal: a preliminary discription. *Memórias e Notícias do Mus. Lab. Min. Geol. Uni. Coimbra*, vol. 84, pp. 49-57.
- Andrade, A. (1979) – Aspectos geoquímicos do ofiolitóide de Beja. *Com. Serv. Geol. Portugal*, t. 64, pp. 39-48.
- Andrade, A. (1981) – Sobre os três complexos gabro-diorítios de Beja. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, vol. XXII, pp. 73-76.
- Andrade, A.; Antunes, T.; Araújo, A.; Castro, P.; Carvalho, D.; Carvalhosa, A.; dias, R.; Feio, M.; Fonseca, P.; Martins, L.; Manuppella, G.; Marques, B.; Munhá, J.; Oliveira, J.; Oliveira, V.; Pais, J.; Piçarra, J.; Ramalho, M.; Rocha, R.; Santos, J.; Silva, J.; Brum, A. e Zbyszewski, G. (1992) – *Carta Geológica de Portugal na escala 1/200.000, Notícia explicativa da Folha 8*, Serv. Geol. Portugal, 91p.
- Andrade, A.; Pinto, A; e Conde, L. (1976) – Sur la géologie du Massif de beja: Observations sur la transversale d`Odivelas. *Com. Serv. Geol. Portugal*, t. 60, pp. 171-202.
- Andrade, A.; Santos, J.; Oliveira, J.; Munhá, J. e Gonçalves, F. (1991) – Magmatismo orogénico na transversal Odivelas-Santa Suzana. *XI Reun. Geol. del Oeste Peninsular (Guia de excursões)*, pp. 47-54.
- Anonymous (1972) – Penrose field conference on ophiolites. *Geotimes*, vol. 17, pp. 24-35.

-
- Apalategui, O.; Eguiluz, L. & Quesada, C. (1990) – Ossa-Morena Zone: Structure. *In: Dallmeyer, R.D. & Martínez-García, E. (Eds.) - Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, pp. 280-281.
- Araújo, A. (1986) – Relações tectonoestratigráficas entre as regiões de Estremoz-Barrancos e do maciço de Évora-Beja numa geotransversal ao longo do rio Guadiana. *Maleo*, vol. 2, nº 13, pp. 9.
- Araújo, A. (1989) – *Estrutura de uma geotransversal no rio Guadiana entre Moura e Mourão*. Tema de dissertação apresentado no âmbito das provas de aptidão pedagógica e capacidade científica do E.C.D.U. (art. 53/60), Dep. Geologia da FCUL, 92p.
- Araújo, A. (1995) - *Estrutura de uma Geotransversal entre Brinches e Mourão (Zona de Ossa-Morena): Implicações na evolução geodinâmica da margem Sudoeste do Terreno Autóctone Ibérico*. Tese de Doutoramento, Dep. Geociências, Univ. Évora, Portugal, 200p.
- Araújo, A. & Ribeiro, A. (1995) – Tangential transpressive strain regime in the Évora-Aracena domain (Ossa-Morena Zone). *Buletin Geológico y Mineiro*, vol. 106-2, pp. 111-117.
- Araújo, A.; Fonseca, P.; Leal, N.; Lourenço, N.; Munhá, J.; Ribeiro, A.; Rosas, F.; Silva, J. & Sousa, J. (1994) - *Europrobe, Uralides and Variscides, Évora, March, 5-11 th. Field guide*. European Science Foundation, JNICT, FCUL, Uni. Évora, 26p.
- Araújo, A.; Fonseca, P. and Munhá, J. (1993) - Ossa Morena Ophiolites. Terra Abstracts Supplement n. 6 (XII Reunião de Geologia do Oeste Peninsular), *Terra Nova*, vol. 5, pp. 8.
- Araújo, A., Pedro, J., Munhá, J., Moita, P., Ribeiro, A., Fonseca, P. E. & Rosas, F., (2000). The Moura phylonitic complex: a tectonic “mélange” related with the southern Iberia Variscan suture. *In: CD-Rom Abstracts Volume. 31st International Geological Congress*. Rio de Janeiro, Brasil.
- Azor, A.; Gonzalez Lodeiro, F. e Simancas, J. (1995) – Geochronological constraints on the evolution of a suture: the Ossa-Morena / Central Iberian contact (Variscan Belt, SW Iberian Peninsula). *Geol. Rundsch.*, vol. 84, pp. 375-383.

-
- Batanova, V.; Suhr, G. And Sobolev, A. (1998) – Origin of geochemical heterogeneity in the mantle peridotites from the Bay of Islands ophiolite, Newfoundland, Canada: Ion probe study of clinopyroxenes. *Geochem. Cosmochem. Acta*, vol. 62 (5), pp. 853-866.
- Beattie, P. (1993) – Olivine-melt and orthopyroxene-melt equilibria. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 115, pp. 103-111.
- Brun, J. and Burg, J. (1982) - Combined thrusting and wrenching in the Ibero-Armorican Arc: a corner effect during continental collision, *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 61, pp. 319-332.
- BVTP (1981) – *Basaltic Volcanism on the Terrestrial Planets*. Pergamon Press, Inc., New York, 1286p.
- Burg, J.; Iglésias, M.; Laurent, P.; Matte, Ph.; Ribeiro, A. (1981) – Variscan intracontinental deformation : the Coimbra-Cordoba Shear Zone (SW Iberian Peninsula). *Tectonophysics*, vol. 76, pp. 161-176.
- Burg, J. P.; Bale, P.; Brun, J. P. and Girardeau, J. (1987) – Stretching lineation and transport direction in the Ibero-Armorican Arc during the Siluro-Devonian collision, *Geodynamica Acta*, vol. 1, pp. 71-87.
- Cameron, M. & Papike, J.J. (1980) - Crystal chemistry of silicate pyroxenes. *Reviews in Mineralogy*, vol. 7, 5-92 pp.
- Carvalho, D.; Correia, H.; e Inverno, C. (1976) – Contribuições para o conhecimento geológico do Grupo de Ferreira-Ficalho. Suas relações com a faixa Piritosa e o Grupo do Pulo do Lobo. *Mem. Not. Pub. Mus. Lab. Mineral. Geol. Uni. Coimbra*, vol. 82, pp. 145-169.
- Carvalhosa, A. (1965) – Contribuição para o conhecimento geológico da região entre Portel e Ficalho (Alentejo). *Mem. Serv. Geol. Portugal*, mem. 11, 142p.
- Carvalhosa, A. (1971) – Estudo geológico-petrográfico da região de Viana do Alentejo-Alvito). *Bol. Soc. Geol. Portugal*, vol.18, pp. 7-56.
- Carvalhosa, A. (1983) – Esquema geológico do Maciço de Évora.). *Com. Serv. Geol. Portugal*, t. 69, 2, pp.201-208.
- Carvalhosa, A. & Zbyszewski, G. (1972) – Carta Geológica de Portugal à escala 1/50.000. *Notícia explicativa da folha 40-C Viana do Alentejo*. Serv. Geol. Portugal, 23p.

-
- Carvalhosa, A. & Zbyszewski, G. (1972) – Carta Geológica de Portugal à escala 1/50.000. *Notícia explicativa da folha 35-D Montemor o Novo*. Inst. Geol. Mineiro, 86p.
- Chacón, J. ; Oliveira, V.; Ribeiro, A & Oliveira, J. (1983) – La estructura de la Zona de Ossa-Morena. *Libro Jubilar J. M. Rios. Geología de España*. t. 1, pp. 490-504.
- Coish, R. A., Hickey, R. and Frey F. A. (1982) – Rare earth element geochemistry of the Betts Cove ophiolite, Newfoundland: complexities in ophiolitic formation. *Geochm. et Cosmochim. Acta*, vol. 46, pp. 2117-2134.
- Coleman, R. (1963) – Serpentinities, rodingites, and tectonic inclusions in alpine-type mountains chains. *Geol. Soc. Am.*, Spec. Paper, 73p.
- Coleman, R. (1977) – *Ophiolites. Ancient Oceanic Lithosphere?* Springer-Verlag, 229p.
- Conde, L. e Andrade, A. (1974) – Sur la faune meso et/ou neodevoniennes des calcaires du Monte das Cortes, Odivelas (Massif de Beja). *Mem. Not. Pub. Mus. Lab. Mineral. Geol. Uni. Coimbra*, vol. 78, pp. 141-146.
- Coney, P.; Jones, D. & Monger, J. (1980) – Cordilleran suspect terranes. *Nature*, vol. 288, pp. 329-333.
- Corretgé, L. & Suárez, O. (1990) – Igneous rocks of the Cantabrian and Palentian zones. *In: Dallmeyer, R.D. & Martínez-García, E. (Eds.) - Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, pp. 72-79.
- Corretgé, L.; Suarez, O and Galan, G. (1990) – Igneous Rocks in West Asturian-Leonese Zone. *In: Dallmeyer, R.D. & Martínez-García, E. (Eds.) - Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, pp. 115-128.
- Costa, D.; Viana, A. e Munhá, J. (1990) – Petrologia e geoquímica dos maciços de Veiros e Vale Maceira, *VIII Semana de Geoquímica (Resumos)*, Univ. Lisboa.
- Cottrell, E.; Spiegelman, M.; and Langmuir, C. H. (2002) – Consequences of diffusive reequilibration for the interpretation of melt inclusions. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, vol. 3(5), pp. 1026-1029.
- Cox, K.G.; Bell, J.D. & Pankhurst, R.J. (1979) - *The Interpretation of Igneous Rocks*. George Allen & Unwin, London, 450p.

-
- Crespo-Blanc, A. (1989) – *Evolución Geotectónica del Contacto entre la Zona de Ossa-Morena y la Zona Surportuguesa en las sierras de Aracena y Aroche (Macizo Ibérico meridional): un contacto mayor en la cadena hercínica europea*. Tesis. Doctoral. Dep. de Geol. Y Minería – Uni. Sevilla.
- Crespo-Blanc, A.; Fonseca, P.; Munhá, J.; Oliveira, J. & Quesada, C. (1991) - Significado geodinámico del límite entre las zonas de Ossa-Morena y Surportuguesa. *Guía de campo – XI Reunión sobre la Geología del Oeste Peninsular*. Aracena-Beja.
- Crespo-Blanc, A. and Orzoco, M. (1988) - The southern Iberian shear zone: a major boundary in the Hercynian folded belt. *Tectonophysics*, vol. 148, pp. 221-227.
- Dallmeyer, R. & Martinez Garcia (1990) – Introduction to the Pre-Mesozoic Geology of Iberia, *In: Dallmeyer, R.D. & Martinez Garcia, E. (Eds.). Pre - Mesozoic Geology of Iberia*, Springer- Verlag, pp. 3-4.
- Dallmeyer, R.; Fonseca, P; Quesada, C. e Ribeiro, A. (1993) – $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral age constraints to the tectonothermal evolution of the Variscan Suture in SW Iberia, *Tectonophysics*, vol. 222, pp. 177-194.
- Deer, W.; Howie, R. & Zussman, J. (1992) – *An Introduction to the Rock-Forming Minerals*. Logman, Harlow-Essex, 629p.
- Deer, W.; Howie, R. & Zussman, J. (1966) – *Minerais constituintes das rochas - Uma introdução*. Tradução do original inglês intitulado “An Introduction to the Rock Forming Minerals” por Luís E. Nabais Conde. Fundação Calouste Gulbenkian, Lisboa, 558p.
- De Jong, G.; Dalstra, H.; Boorder, H. & Savage, J.F. (1991a) - Blue amphiboles, Variscan deformation and plate tectonics in the Beja Massif, South Portugal . *XI Reunión sobre la Geología del Oeste Peninsular - Resúmenes*, Huelva, pp. 15.
- De Jong, G.; Dalstra, H.; Boorder, H. & Savage, J.F. (1991b) - Blue amphiboles, Variscan deformation and plate tectonics in the Beja Massif, South Portugal. *Com. Serv. Geol. Portugal*, t.77, pp. 59-64.
- Dias, R. & Ribeiro, A. (1994) - The Ibero-Armorican Arc: a collision effect against an irregular continent?. *Tectonophysics*, vol. 246, pp. 113-128.

-
- Diez Balda, M.; Vegas, R. and Gonzalez Lodeiro, F. (1990) –Structure of Autochthonous sequences in Central-Iberian Zone. *In: Dallmeyer, R.D. & Martinez Garcia, E. (Eds.). Pre - Mesozoic Geology of Iberia*, Springer- Verlag, pp. 172-188.
- Dubuisson, G.; Mercier, J; Girardeau, J & Frison, J. (1989) – Evidence for a lost ocean in Variscan terranes of the western Massif Central, France. *Nature*, vol. 337, pp. 729-732.
- Eden, C. & Andrews, J. (1991) – Sedimentary mélange in a foreland basin setting. Evidence for ophiolite obduction between the Ossa-Morena Zone and the exotic terrane of South Portuguese Zone. *XI Reunión sobre la Geología del Oeste Peninsular*, Huelva, 18pp.
- Eguiluz, L.; Apraiz, A. & Abalos, B. (1997) – Metamorfismo cadomiense en el sector español de la Zona de Ossa-Morena. *In: Araújo, A. and Pereira, M. F. (Eds.) – Estudo sobre a Geologia da Zona de Ossa-Morena (Maciço Ibérico) – Livro de homenagem ao Prof. Francisco Gonçalves*, Uni. Évora, pp. 91-118.
- Eissen, J.; Crawford, A.; Cotton, J. & Meffre, S. (1998) – Geochemistry and tectonic significance in the Poya Terrane, New Caledonia. *Tectonophysics*, vol. 284, pp.203-219.
- Elthon, D. (1991a) – Experimental phase petrology of mid-ocean ridge basalts. *In: Floyd, P.A. (Eds.). - Oceanic Basalts*, Blackie and Son, pp. 94-115.
- Elthon, D. (1991b) – Geochemical evidence for formation of the Bay of Islands ophiolite above a subduction zone. *Nature*, vol. 354, pp. 140-143.
- Encarnacion, J.P., Mukasa, S.B. and Evans, C. (1999) – The role of subduction components in the generation of a back-arc ophiolite: Pb, Sr and Nd isotope geochemistry of the Zambales ophiolite, Philippines. *Chemical Geology*, vol. 156, pp. 343-357.
- Farias Arquer, P. (1982) – El Paleozoico Inferior de la Zona de Galicia-Trás os Montes (Cordillera Herciniana, NW de Espana) *In: Gutierrez Marco, J.C.; Saavedra, J. and Rábano, I. (Eds.) – Paleozoico Inferior de Ibero-América*. Uni. Extremadura, pp. 495-504.

-
- Ferreira, N.; Iglesias, M.; Noronha, F.; Pereira, E.; Ribeiro, A. E Ribeiro, M.L. (1987) – Granitóides da Zona Centro Ibérica e seu enquadramento geodinâmico. *In: Bea, F., Carnicero, A., Gonzalo, J.C., Lopez Plaza, M. e Rodriguez Alonso, M.D. (Eds.) – Geología de los granitóides y rocas asociadas del Mazico Hesperico - Livro de Homenagem a L.C. Garcia de Figueirola.* Uni. Salamanca, pp. 37-51.
- Figueiras, J.; Mateus, A.; Gonçalves, M.; Waerenborgh, J. and Fonseca, P. (2002) – Geodynamic evolution of the south Variscan Iberian Suture as recorded by mineral transformations. *Geod. Acta*, vol. 15, pp. 45-61.
- Floyd, P.A (1991) – Oceanic islands and seamounts. *In: Floyd, P.A. (Eds.). - Oceanic Basalts*, Blackie and Son, pp. 174-218.
- Floyd, P.A. & Winchester, J.A. (1975) - Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol.27, pp. 211-218.
- Floyd, P.A. & Winchester, J.A. (1978) - Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements. *Chem. Geol.*, vol.21, pp. 291-306.
- Flower, M. (1991) – Magmatic process in oceanic ridge and intraplate settings. *In: Floyd, P.A. (Eds.). - Oceanic Basalts*, Blackie and Son, pp. 116-147.
- Fonseca, P. (1989) – *Estudo de um segmento da sutura da Cadeia Varisca Ibérica: Serpa – Pulo do Lobo.* Tema de dissertação apresentado no âmbito das provas de aptidão pedagógica e capacidade científica do E.C.D.U. (art. 53/60), Dep. Geologia da FCUL, 127p.
- Fonseca, P. (1995) - *Estudo da sutura varisca no SW Ibérico nas regiões de Serpa-Beja-Torrão e Alvito-Viana do Alentejo.* Tese de Doutoramento, Dep. Geologia da FCUL, 325p.
- Fonseca, P. (1997) – Domínios Meridionais da Zona de Ossa-Morena e Limites com a Zona Sul-Portuguesa: Metamorfismo de alta pressão relacionado com a Sutura Varisca Ibérica. *In: Araújo, A. and Pereira, M. F. (Eds.) – Estudo sobre a Geologia da Zona de Ossa-Morena (Maciço Ibérico) – Livro de homenagem ao Prof. Francisco Gonçalves*, Uni. Évora, pp. 133-168.
- Fonseca, P. and Ribeiro, A. (1993) - Tectonics of the Beja-Acebuches Ophiolite: a major suture in the Iberian Variscan Foldbelt, *Geol. Rundsch.*, vol. 82, pp. 440-447.

-
- Fonseca, P.; Araújo, A.; Leal, N. & Munhá, J. (1993) - Variscan Glaucophane Eclogites in the Ossa Morena Zone, Terra Abstracts Supplement n. 6 (XII Reunião de Geologia do Oeste Peninsular), *Terra Nova*, vol. 5, pp. 11-12.
- Fonseca, P.; Munhá, J.; Pedro, J.; Rosas, F.; Moita, P.; Araújo, A. and Leal, N. (1999) – Variscan ophiolites and high-pressure metamorphism in Southern Iberia, *Ofioliti*, vol. 24(2), pp. 259-268.
- Gonçalves, F. (1971) – *Subsídios para o conhecimento geológico do Nordeste Alentejano*. Serv. Geol. Portugal, mem. 18 (nova série), 62p.
- Gonçalves, F. (1978) – Estado actual do conhecimento geológico do Nordeste Alentejano. *Curso de Extensão Universitária de Ciências Geológicas*, Faculdade de Ciências de Lisboa, 1975/1976, 23p.
- Gonçalves, F. & Antunes, M.T. (1992) – Carta Geológica de Portugal à escala 1/50000. Notícia explicativa da folha 36-B, Estremoz. *Serv. Geol. Portugal*, 46p.
- Gonçalves, F & Carvalhosa, A. (1994) – O Proterozóico da Zona de Ossa-Morena no Alentejo. Síntese e actualização de conhecimentos. *Mem. Acad. Ciênc. Lisboa*, t. XXXIV, 35p.
- Gonçalves, F.; Lopes, L.; Pereira, M. F.; Piçarra, J. M.; Oliveira, J. T.; Silva, J. B.; & Ribeiro, A. (1994) – Guia das Excursões , Excursão em Portugal, *Comunicações da XII Reunião de Geologia do Oeste Peninsular*, Universidade de Évora, vol. II, pp. 111 – 164.
- Gill, J. (1981) – *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Springer-Verlag, 390p.
- Gil Ibarguchi, J. & Arenas, R. (1990) – Metamorphic evolution of the allochthonous complexes from the Northwest of the Iberian Peninsula. *In: Dallmeyer, R.D. & Martínez-García, E. (Eds.) - Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, pp. 237-246.
- Hannigan, R.; Basu, A & Teichmann, F. (2001) – Mantle reservoir geochemistry from statistical analysis of ICP-MS trace element data of equatorial mid-Atlantic MORB glasses. *Chemical Geol.*, vol. 175, pp. 397-428.

-
- Harris, R.; Moore, T. E.; Wirth, K.; Mull, C. G. and McBride, J. (2003) – Rooted Brooks Range ophiolite; implications for Cordilleran terranes. *Geology*, vol. 31, pp. 91-92.
- Henderson, P. (1984) - *Rare Earth element geochemistry*. Developments in Geochemistry, vol.2, Elsevier, Amsterdam. 499p.
- Hirschmann, M. M. and Stolper, E. M. (1996) – A possible role for garnet pyroxenite in the origin of the “garnet signature” in MORB. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 124, pp. 185-208.
- Holdaway, M. J. (1972) - Thermal stability of Al-Fe epidote as a function of fO_2 and Fe content. *Contrib. Mineral Petrol.*, vol. 37, pp. 307-340.
- Iglésias, M.; Ribeiro, M. & Ribeiro, A. (1983) – La interpretación aloctonista de la estructura del noroeste peninsular. *In: Comba, J.A. (coord.) – Libro Jubilar de J.M. Rios*, tomo I, Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, pp. 459-467.
- Irvine, T. (1982) – Terminology for layered intrusions. *J. Petrol.*, vol.23, pp. 127-162.
- Ishiwatari, A.; Sokolov, A.; Saito, D.; Tsujimori, T. and Miyashita, S. (1998) - Geology and petrology of elistratova ophiolite in Taigonos Peninsula, northeastern Russia: an island-arc ophiolite intruded into oceanic mantle. *International Ophiolite Symposium*, Finland, pp. 155-158.
- Julivert, M.; Fontboté, J.M.; Ribeiro, A. & Conde, L.E. (1974) – *Memória Explicativa del Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 113 pp.
- Juteau, T. and Maury, R. (1999) – *The Oceanic Crust, from Accretion to mantle Recycling*. Springer-Praxis, Berlin, 390p.
- Kela, J. M.; Stakes, D. S. and Duncan, R. A. (2003) – The igneous of the Mendocino Transform Zone. URL:<http://www.mbari.org/crust/MTFG.htm>.
- Kerr, P. (1977) – *Optical mineralogy*. McGraw-Hill, New York, 492p.
- Koppers, A. and Nielsen, R. (2003) – URL: <http://earthref.org> - Earth Reference Data and Models – Kd's database.

-
- Langmuir, C.; Bender, J.; Bence, A.; hanson, G. and Taylor, S. (1977) – Petrogenesis of basalts from the FAMOUS area: Mid-Atlantic Ridge. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 36, pp. 133-156.
- Leal, N. (2001) – *Estudo petrológico e geoquímico de rochas metamórficas máficas de alta pressão das regiões de Alvito – Viana do Alentejo e de Safira (Zona de Ossa-Morena, Maciço Ibérico)*. Tese de Doutoramento, Dep. Geologia da FCUL, 402p.
- Leake, B. E.; Woolley, A. R.; Arps, C. E. S.; Birch, W. D.; Gilbert, M. C.; Grice, J. D.; Hawthorne, F. C.; Kato, A.; Kisch, H. J.; Krivovichev, V. G.; Linthout, K.; Laird, J.; Mandarino, J.; Maresch, W. V.; Nickel, E. H.; Rock, N. M. S.; Schumacher, J. C.; Smith, D. C.; Stephenson, N. C. N.; Ungaretti, L.; Whittaker, E. J. W. & Youzhi, G. (1997) – Nomenclature of Amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *Mineralogical Magazine*, vol.61, pp. 295-321.
- Lefort, J. (1989) - *Basement Correlation across the North Atlantic*. Springer-Verlag, 148p.
- Leterrier, J.; Maury, R.; Thonon, P.; Girard, D. & Marchal, M. (1982) – Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 59, pp. 139-154.
- Liou, J. (1973) – Synthesis and Stability Relations of Epidote, $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{FeSi}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$. *J. Petrology*, vol.14-3, pp. 381-413.
- Loucks, R. R. (1996) – A precise Olivine-Augite Mg-Fe-exchange geothermometer. *Contrib. Mineral. Petro.*, vol. 125, pp.140-150.
- Lopes, L. (2003) - *Contribuição para o conhecimento tectono – estratigráfico do Nordeste Alentejano; Transversal Terena – Elvas. Implicações económicas no aproveitamento de rochas ornamentais existentes na região (mármore e granitos)*. Tese de Doutoramento, Dep. Geociências, Univ. Évora, Portugal, 568p.
- Lopes, J.; Ferreira, M. & Munhá, J. (1993) – Geochronological relationships between the Alter do Chão-Cabeço de Vide basic/ultrabasic massif and peralkalini rocks in NE-alentejo (Central Portugal). Terra Abstracts Supplement, nº 6 (XII Reunião de Geologia do Oeste Peninsular), *Terra Nova*, vol. 5, pp. 15.

-
- Lotze, F. (1945) - Zur Gliederung der Varisciden der Iberischen Meseta. *Geotekt Forsch*, vol. 6, pp.78-92.
- Lundstrom, C.; Gill, J & Williams, Q. (2000) – A geochemical consistent hypothesis for MORB generation. *Chemical Geol.*, vol. 162, pp. 105-126.
- Mackenzie, D. and O`Nions, R. (1991) – Partial melt distributions from inversion of the rare earth element concentrations. *Journ. Petrol.*, vol. 32, pp. 1021-1091.
- Mackenzie, W.; Donaldson, C. & Guilford C. (1982) – *Atlas of Igneous Rocks and Their Textures*. John Wiley, 148p.
- Marques, F. (1994) - *Estudo Tectónico das Rochas Infracrustais do Manto de Soco do SW do Maciço de Bragança*. Tese de Doutoramento, Dep. Geologia da FCUL, Lisboa, 196p.
- Marques, F.; Munhá, J. & Santos, J.F. (1997) - Bragança Massif. *In: Gomes, M.E.P. (Coord.) - Livro-Guia da Excursão Pré-Reunião. XIV Reunião de Geologia do Oeste Peninsular*. UTAD, Vila Real, pp. 31-42.
- Marques, F.; Ribeiro, A. & Munhá, J.M. (1996) - Geodynamic evolution of the Continental Allochthonous Terrane (CAT) of the Bragança Nappe Complex, NE Portugal. *Tectonics*, vol. 15, pp. 747-762.
- Martínez Catalán, J.R. (1990) - West Asturian-Leonese Zone - introduction. *In: Dallmeyer, R.D. & Martínez-García, E. (Eds.) - Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, pp. 91-92.
- Martínez Catalán, J.R.; Arenas, R.; Días García, F.; Rubio Pascual, F.J. & Abati, J. (1996) - Subduction and syn-collisional exhumation of a Paleozoic continental margin: an integrated study based on structures and P-T paths of the Basal Units in the Ordenes Complex (Galicia, Spain). *Geogaceta*, vol. 20, pp. 867-870.
- Martínez, F.J.; Corretgé, L.G. & Suárez, O. (1990) - Distribution, characteristics and evolution of metamorphism of the autochthon sequences of the Central Iberian Zone. *In: Dallmeyer, R.D. & Martínez-García, E. (Eds.) - Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, pp. 207-211.
- Maruyama, S.; Cho, M. & Liou, J. (1986) – Experimental investigations of blueschist-greenschist transition equilibria: Pressure dependence of Al₂O₃ contents in sodic amphiboles – A new geobarometer. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, vol. 164, 1-16.

-
- Mason, B. and Moore, C. (1982) - *Principles of geochemistry*. 4th Ed., John Wiley & Sons, 344p.
- Mata, J. & Munhá, J. (1985) - Geochemistry of mafic metavolcanic rocks from the Estremoz region (South Central Portugal). *Com. Serv. Geol. Portugal*, t. 71, pp. 175-185.
- Mata, J. & Munhá, J. (1986) - Geodynamic significance of high-grade metamorphic rocks from Degolados - Campo Maior. *Maleo*, vol.2, nº 13, pp. 28.
- Mata, J. & Munhá, J. (1990) - Magmatogénese de metavulcanitos câmbrios do nordeste alentejano: os estádios iniciais de "rifting" continental. *Com. Serv. Geol. Portugal*, t. 76, pp. 61-89.
- Mata, J.; Ribeiro, L. & Piçarra, J. (1993) – S. Marcos do Campo volcanic complex: Geochemical evidence for a volcanic arc in the Ossa-Morena Zone (Ordovician?). Terra Abstracts Supplement nº 6 (XII Reunião de Geologia do Oeste Peninsular), *Terra Nova*, 5, pp. 2.
- Matte, Ph. (1986) - Tectonics and plate tectonics model for the Variscan Belt of Europe. *Tectonophysics*, vol.126, pp. 329-374.
- Melcher, F.; Meisel, T., Puhl, J. & Koller, F. (2002) – Petrogenesis and geotectonic setting of ultramafic rocks in the Eastern Alps : constrains from geochemistry. *Lithos*, vol. 65, pp. 69-112.
- Meng, Q. and Zhang, G. (2000) – Geological framework and tectonic evolution of the Qinling orogen, central China. *Tectonophysics*, vol. 323, pp. 183-196.
- Miyashiro, A. (1974.) – Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science*, vol. 274, pp. 321-355.
- Miyashiro, A. (1994) – *Metamorphic Petrology*. University College London Press, 404p.
- Moita, P. (1997) - *Caracterização petrográfica e geoquímica do metamorfismo de alta pressão no sector de Viana do Alentejo-Alvito (Zona de Ossa Morena)*. Tese de Mestrado, Dep. Geologia da FCUL, 120p.
- Morimoto, N.; Fabries, J.; Ferguson, A. K.; Ginzburg, I. V.; Ross, M.; Seifert, F. A.; Zussman, J.; Aoki, K & Gottardi, G. (1988) – Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist*, vol. 73, pp. 1123-1133.

-
- Munhá, J. (1983a) – Hercynian magmatism in the Iberian Pyrite Belt. *In: Sousa, M. e Oliveira, J. (Eds.) – The Carboniferous of Portugal*, Serv. Geol. Portugal, mem. 29, pp. 39-81.
- Munhá, J. (1983b) – Low grade regional metamorphism in the Iberian Pyrite. *Com. Serv. Geol. Portugal*, t. 69 (1), pp. 3-35.
- Munhá, J. (1990) – Metamorphic evolution of the South Portuguese/Pulo do Lobo Zone. *In: Dallmeyer, R.D. & Martínez-García, E. (Eds.) - Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, pp. 363-368.
- Munhá, J.; Oliveira, J.; Ribeiro, A.; Oliveira, V.; Quesada, C. and Kerrich, R. (1986) - Beja-Acebuches Ophiolite characterization and geodynamic significance. *Maleo*, vol. 2, nº 13, pp. 31.
- Munhá, J.; Ribeiro, A. & Ribeiro, M. (1984) - Blueschists in the Iberian Variscan chain (Trás-os-Montes, NE Portugal). *Com. Serv. Geol. Portugal*, vol. 70, pp. 31-53.
- Munhá, J.; Ribeiro, M. & Pereira, E. (1990) - Petrology and geochemistry of the Morais ophiolite (Trás-os-Montes, NE Portugal). *VIII Semana de Geoquímica (Resumos)*, Univ. Lisboa.
- Nicholson, K.; Black, P. & Picard, C. (2000) – Geochemistry and tectonic significance of the Tangihua Ophiolite Complex, New Zeland. *Tectonophysics*, vol. 321, pp. 1-15.
- Nicolas, A. (1989) – *Structures of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere*. Petrology and Structural Geology, vol. 4, Kluwer Pub., 367p.
- O’Hanley, D. (1996) – *Serpentinites. Records of tectonic and Petrological History*. Oxford Monographs on Geology and Geophysics, vol. 34, 277p.
- Oliveira, J. (1990) – South-Portuguese Zone: stratigraphy and synsedimentary tectonism. *In: Dallmeyer, R.D. & Martínez-García, E. (Eds.) - Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, pp. 334-347.
- Oliveira, J.; Cunha, T.; StreeL, M. e Vanguertaine, M. (1986) – Dating the Horta da Torre Formation, a new lithostratigraphic unit of the Ferreira-Ficalho Group, South Portuguese Zone; geological consequences. *Com. Serv. Geol. Portugal*, t. 72, pp. 19-87.

-
- Oliveira, J. ; Oliveira, V. & Piçarra, J. (1991) - Traços gerais da evolução tectonoestratigráfica da Zona de Ossa Morena, em Portugal. *Cuadernos Lab. Xeoloxico de Laxe*, vol.16, pp. 221-250.
- Oliveira, J.; Pereira, E.; Piçarra, J.; Yong, T. And Romano, M. (1992) – O Paleozóico Inferior de Portugal: síntese da estratigrafia e da evolução paleogeográfica. *In: Gutierrez Marco, J.C.; Saavedra, J. and Rábano, I. (Eds.) – Paleozoico Inferior de Ibero-América*, Uni. Extremadura, pp. 359-375.
- Oliveira, V. (1984) – Contribuição para o conhecimento geológico-mineiro da região de Alandroal-Juromenha (Alto Alentejo). *Est. Notas Trab. Serv. Fom. Mineiro*, vol. XXVI, fasc. 1-4, pp. 102-126.
- Oliveira, V. & Piçarra, J. (1986) – Litoestratigrafia do anticlinório Moura-Ficalho (Zona de Ossa-Morena). *Maleo*, vol. 2, nº 13, pp. 33.
- Ordoñez Casado, B. ; Gebauer, D. ; Eguiluz, L. (1997) – SHRIMP zircon ages dating protolith formation of orthogneisses and their hercynian migmatization : results from the the Coimbra-Badajoz-Cordoba Shear Belt. *In: Pires, C.; Gomes, M. E Coke, C. (Eds.) – Comunicações XIV Reunião de Geologia do Oeste Peninsular*, UTAD, Vila Real, pp. 165-168.
- Papike, J.; Cameron, K. & Baldwin, K. (1974) - Amphiboles and pyroxenes: characterization of other than quadrilateral components and estimates of ferric iron from microprobe data. *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, vol. 6, pp. 1053-1054.
- Pearce, J.A. (1975) - Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus. *Tectonophysics*, vol. 25, pp. 41-67.
- Pearce, J. (1982). Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. *In Thorpe, R. (ed.), Andesites*, Wiley, Chichester, pp. 525-548.
- Pearce, J.A. & Cann, J.R. (1973) - Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 19, pp. 290-300.
- Pedersen, R. & Hertogen, J. (1990) – Magmatic evolution of the Karmoy ophiolite complex, SW Norway: relationships between MORB-IAT-boninitic-calc-alkaline and alkaline magmatism. *Contrib. Mineral Petrol.* 104, pp. 277-293.

-
- Pedro, J. (1996) - *Estudo do metamorfismo de alta pressão na área de Safira (Montemor-o-Novo) Zona de Ossa Morena*. Tese de Mestrado, Dep. de Geologia FCUL, 69p.
- Pedro, J.; Araújo, A.; Fonseca, P. and Munhá, J. (1998) - Litogeoquímica da sequência ofiolítica no sector de Oriola (Zona de Ossa-Morena) e sua importância na reconstituição geotectónica do ramo SW da Cadeia Varisca Ibérica. *Actas V Cong. Nac. Geol., Com. IGM*, Lisboa, t. 84(1), pp. C138-C141.
- Pedro, J.; Araújo, A.; Fonseca, P.; & Munhá, J. (2003a) – Características petrográficas, geoquímicas e estruturais das sequências ofiolíticas internas da Zona de Ossa-Morena. *Ciências da Terra*, UNL, Lisboa, nº esp. V, CD-ROM, B72-B75.
- Pedro, J.; Araújo, A.; Fonseca, P.; & Munhá, J. (2003b) – Geochemistry of Internal Ossa-Morena Zone Ophiolites. *In: Neiva, A.; Neves, L.; Silva, M & Gomes, E. (Eds.) – Resumos IV Cong. Ibérico Geoquímica*. Uni. Coimbra, pp. 152-154.
- Pereira, E. & Ribeiro, A. (1997) - Maciço de Morais. *In: Gomes, M.E.P. (Coord.) - Livro-Guia da Excursão Pré-Reunião, XIV Reunião de Geologia do Oeste Peninsular*, UTAD, Vila Real, pp. 11-27.
- Pereira, M. (1995) – *Estudo tectónico da megaestrutura de Crato-Arronches-Campo Maior: Faixa Blastomilonítica e o limite setentrional da ZOM com o Autóctone Centro-Ibérico (Nordeste Alentejano)*. Tese de Mestrado, Dep. de Geologia FCUL, 108p.
- Pereira, M. (1999) – *Caracterização da estrutura dos domínios setentrionais da Zona de Ossa-Morena e seu limite com a Zona Centro-Ibérica, no Nordeste Alentejano*. Tese de Doutoramento, Uni. Évora, 115p.
- Pérez Estaún, A.; Bastida, F.; Martinez Catalan, J.; Gutierrez Marco, J.; Marcos, A. And Pulgar, J. (1990) - Stratigraphy of West Asturian-Leonese Zone. *In: Dallmeyer, R.D. & Martínez-García, E. (Eds.) - Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, pp. 92-102.
- Pérez Estaún, A. & Bastida, F. (1990) – Igneous Rocks in West Asturian-Leonese Zone. *In: Dallmeyer, R.D. & Martínez-García, E. (Eds.) - Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, pp. 115-128.
- Perroud, H. (1982) - Contribution à l' étude paléomagnétique de l' arc ibero-armoricain. *Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, vol. XIV (1), pp. 1-114.

-
- PETDB (2003) – URL: <http://www.Petdb.Ideo.Columbia.edu> - Petrological Database of the Ocean Floor.
- Peucat, J.; Bernard-Griffiths, J.; Gil Ibarra, J.; Dallmeyer, R.; Menot, R.; Cornichet, J. & Ponce de Leon, M. (1990) – Geochemical and geochronological cross section of the deep Variscan crust: the Cabo Ortegal high-pressure nappe (northwestern Spain). *Tectonophysics*, vol. 177, pp. 263-292.
- Piçarra, J. (2000) – *Estudo estratigráfico do sector de Estremoz-Barrancos, Zona de Ossa-Morena, Portugal*. Tese de Doutoramento, Dep. Geociências, Univ. Évora, Portugal, vol. I, 95p.
- Piçarra, J. & Gutierrez-Marco, J. (1992) – estudo dos graptólitos silúricos do flanco oriental do anticlinal de Moura-Ficalho (Sector de Montemor-Ficalho, Zona de Ossa-Morena, Portugal). *Com. Serv. Geol Portugal*, t. 78, fasc 1, pp. 23-29.
- Pinto, M. e Andrade, A. (1987) – Geocronologia dos granitóides da Zona de Ossa-Morena (Maciço Hespérico) no contexto do Arco Ibero-Armoricano. *Geociências*, vol. 2, fasc. 1-2, pp. 95-103.
- Priem, H.; Boelrijk, N.; Verschure, R.; Hebeda, E. & Verdumen, E. (1970) – Dating events of acid plutonism through the Paleozoic of Western Iberian Peninsula, *Eclogae Geol. Helv.*, vol. 63, pp. 225-274.
- Priem, H.; Boelrijk, N.; Hebeda, E. e Schermerhorn, L. (1986) – Isotopic ages of Alcaçovas orthogneiss and the Beja porphyries, South Portugal. *Com. Serv. Geol., Portugal*, t. 72, fasc. 1/2, pp. 3-7.
- Quesada, C. (1990) - Ossa - Morena Zone : Introduction *In: Dallmeyer, R.D. & Martínez-García, E. (Eds.) - Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, pp. 249 -251.
- Quesada, C. (1991) - Geological constraints on the Paleozoic tectonic evolution of tectonostratigraphic terranes in the Iberian Massif. *Tectonophysics*, vol. 185, pp. 225-245.
- Quesada, C. (1992) - Evolución Tectónica del Maciço Ibérico. *In: Gutierrez-Marco, J.C. Saavedra, J. & Rábano, I. (Eds.) - Paleozoico Inferior de Ibero- América*, Universidad de Extremadura, pp.173-190.
- Quesada, C. & Munhá, J. (1990) - Metamorphism in the Ossa - Morena Zone, *In: Dallmeyer, R.D. & Martínez-García, E. (Eds.) - Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, pp. 314-320.

-
- Quesada, C.; Robardet, M. & Gabaldon, V. (1990) - Stratigraphy of Ossa - Morena Zone: Synorogenic Phase (Upper Devonian - Carboniferous - Lower Permian) *In: Dallmeyer, R.D. & Martínez-García, E. (Eds.) - Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, pp. 273 -279.
- Quesada, C.; Fonseca, P.; Munhá, J.; Oliveira, J. & Ribeiro, A., (1994) - The Beja-Acebuches Ophiolite (southern Iberia Variscan Foldbelt): geological characterization and geodynamic significance. *Boletín Geológico y Minero de España*, 105-1, pp. 3-49.
- Ribeiro, A. (1974) – Contribution à l'étude tectonique de Trás-os-Montes oriental. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, vol. 24, pp. 1-168.
- Ribeiro, A. (1983) – Guia de excursões no bordo sudoeste da Zona de Ossa-Morena; Relações entre as formações do Devónico superior e do Maciço de Évora na região de Cabrela (Vendas Novas). *Com. Serv. Geol. Portugal*, t. 69, fasc. 2, pp. 267-269.
- Ribeiro, A. (1984) – Paleozóico: tectónica. *In: Oliveira, J.T. (Coord.) - Notícia Explicativa da Folha 7 da Carta Geológica de Portugal na Escala 1/200000*. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, pp. 28-30.
- Ribeiro, A. (1990) – Central-Iberian Zone - introduction. *In: Dallmeyer, R.D. & Martínez-García, E. (Eds.) - Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, pp. 143-144.
- Ribeiro, A. & Pereira, E. (1986) - Flake tectonics in the NW Iberia Variscides. *Maleo*, vol. 2, nº 13, pp. 38.
- Ribeiro, A. e Pereira, E. (1997) – Introdução à geologia do NE de Trás-os-Montes. *In: Gomes, M.E.P. (Coord.) – Livro-Guia da Excursão Pré-Reunião. XIV Reunião de Geologia do Oeste Peninsular*, UTAD, Vila Real, pp. 3-7.
- Ribeiro, A.; Antunes, M.; Ferreira, M.; Rocha, R.; Soares, A.; Zbyszewski, G.; Almeida, F.; Carvalho, D. & Monteiro, J. (1979) – *Introduction à la Géologie Générale du Portugal*. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, 114 pp.
- Ribeiro, A.; Iglésias, M.; Ribeiro, L. & Pereira, E. (1983) - Modèle géodynamique des Hercynides Ibériques. *Com. Serv. Geol. Portugal*, t. 69, pp. 291-293.

-
- Ribeiro, A.; Quesada, C. & Dallmeyer, R. (1987) - Tectonostratigraphic terranes and the geodynamic evolution of the Variscan Fold Belt. *Conference on Deformation and Plate Tectonics*, Gijón (Spain), Abstract volume, pp. 60-61.
- Ribeiro, A.; Pereira, E. & Dias, R. (1990a) - Structure in the northwest of the Iberian Peninsula. *In: Dallmeyer, R.D. & Martínez-García, E. (Eds.) - Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, pp. 220-236.
- Ribeiro, A.; Quesada, C.; Dallmeyer, R. (1990b) - Geodynamic Evolution of the Iberian Massif. *In: Dallmeyer, R.D. & Martínez Garcia, E. (Eds.) - Pre - Mesozoic Geology of Iberia*, Springer- Verlag, pp. 398-409.
- Ribeiro, M. (1991) - Contribuição para o conhecimento estratigráfico e petrológico da região a SW de Macedo de Cavaleiros (Trás-os-Montes oriental). *Mem. Serv. Geol. Portugal*, vol. 30, pp. 1-106.
- Ribeiro, M.; Mata, J. & Munhá, J. (1992) - Magmatismo do Paleozóico Inferior em Portugal. *In: Gutierrez - Marco, J. C.; Saavedra, J. & Rábano, I. (Eds.) Paleozoico Inferior de Ibero - América*, Universidad de Extremadura, pp. 377 - 395.
- Ribeiro, M.; Munhá, J. Mata, J. & Palácios, T. (1997) – Vulcanismo na Zona de Ossa-Morena e seu enquadramento geodinâmico. *In: Araújo, A. and Pereira, M. F. (Eds.) – Estudo sobre a Geologia da Zona de Ossa-Morena (Maciço Ibérico) – Livro de homenagem ao Prof. Francisco Gonçalves*, Uni. Évora, pp. 37-56.
- Robardet, M. & Gutiérrez Marco, J. (1990) - Sedimentary and faunal domains in the Iberian Peninsula during Lower Paleozoic times. *In: Dallmeyer, R.D. & Martínez-García, E. (Eds.) – Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, pp. 383-395.
- Robinson, P.; Zhou, M.; Hu, X.; Reynolds, P.; Wenji, B. and Yang, J. (1999) – Geochemical constraints on the origin of the Hegenshan ophiolite, inner Mongolia, China. *Journ. Asian Earth Sci.*, vol. 17, pp. 423-442.
- Roeder, P. and Emslie, R. (1970) – Olivine-liquid equilibrium. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 29, pp. 275-289.
- Rollinson, H. (1993) - *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman Group, 352p.
- Rosas, F. (2003) – *Estudo Tectónico do Sector de Viana do Alentejo – Alvito: Evolução Geodinâmica e Modelação Analógica de Estruturas em Afloramentos Chave*. Tese de Doutoramento, Dep. Geologia da FCUL, 354p.

-
- Roux, P; Roex, A.; Schilling, J.; Shimizu, N.; Perkins, W. and Pearce, N. (2002) – Mantle heterogeneity beneath the southern Mid-Atlantic Ridge: trace elements evidence for contamination of ambient asthenospheric mantle. *Earth Planet. Sci. Lett*, vol. 203 (1), pp. 479-498.
- Salters, V.J.M. and Dick, H.J.B. (2001) – Determining the mineralogy of the MORB source through Nd-Isotope analyses of abyssal. *National High Magnetic Field Laboratory, Annual Research Review*, pp.68-69.
- Salters, V.J.M. and Hart, S. R. (1989) – The hafnium paradox and the role of garnet in the source of mid-ocean ridge basalts. *Nature*, vol. 342, pp. 420-422.
- Sanchez Carretero, R.; Eguiluz, L.; Pascual, E. & Carretero, M. (1990) – Ossa-Morena Zone: Igneous Rocks. *In: Dallmeyer, R.D. & Martínez-García, E. (Eds.) - Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, pp. 292-313.
- Santamaria, J. & Pardo Alonso, M. (1995) – Evolucion tectonostratigrafica de los materiales Precambrio-Cambrio de la Zona Centro-Iberica. *In: Rodriguez Alonso, M.D. e Gonzalo Corral (Eds.) – Comunicaciones de la XIII Reunion Geología del Oeste Peninsular*, Salamanca, pp. 209-213.
- Santos, J. (1990) – *Petrologia do sector ocidental da Unidade de Odivelas (Maciço de Beja)*. Tese de Mestrado, Univ. Aveiro, 226p.
- Santos, J. (1998) – *Geoquímica de Litologias Básicas e Ultrabásicas da Unidade Superior do Maciço de Bragança*. Tese de Doutoramento, Uni. Aveiro, 402p.
- Santos, J.; Andrade, A. & Munhá, J. (1990) - Magmatismo orogénico varisco no limite meridional da Zona de Ossa-Morena. *Com. Serv. Geol. Portugal*, t. 76, pp. 91-124.
- Santos, J.; Mata, J.; Gonçalves, F. & Munhá, J. (1987) - Contribuição para o conhecimento geológico-petrológico da região de Santa Susana: o Complexo Vulcano-Sedimentar da Toca da Moura. *Com. Serv. Geol. Portugal*, t. 73, pp. 29-48.
- Saunders, A.; Norry, M.; and Tarney, J. (1991) – Origin of MORB and chemically depleted mantle reservoirs: trace elements constraints. *Journ. Petrology*, special issue, pp. 415-455.

-
- Saunders, A. and Tarney, J. (1991) – Back-arc basins. *In: Floyd, P.A. (Eds.). - Oceanic Basalts*, Blackie and Son, pp. 219-263.
- Savov, I.; Ryan, J.; Haydiutov, I. & Schijf, J. (2001) – Late Precambrian Balkan-carpethian ophiolite: a slice of the Pan-African ocean crust? – geochemical and tectonics insights from the Tcherni Vrah and Deli Jovan massifs, Bulgaria and Serbia. *Journ. Volcan. Geoterm. Research*, 110, pp. 299-318.
- Shaw, D. M. (1970) – Trace element fractionation during anatexis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 34, pp. 331-340.
- Shervais, J. W. (1982) – Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 57, pp. 101-118.
- Shelley, D. (1993) - *Igneous and metamorphic rocks under the microscope. Classification, textures, microstructures and mineral preferred orientations*. Chapman & Hall, 445p.
- Silva, J. (1989) – *Estrutura de uma Geotransversal na Faixa Piritosa: Zona do Vale do Guadiana*. Tese de Doutoramento, Dep. Geologia da FCUL, 293p.
- Silva, J. (1997a) – Geodinâmica ante-mesozóica do sector oeste da zona de Ossa-Morena e regiões limítrofes: síntese com base em recentes observações. *In: Araújo, A. and Pereira, M. F. (Eds.) – Estudo sobre a Geologia da Zona de Ossa-Morena (Maciço Ibérico) – Livro de homenagem ao Prof. Francisco Gonçalves*, Uni. Évora, pp. 231-262.
- Silva, J. (1997b) – Transpressive tectonics during the pre-Mesozoic cycles in West Iberia, *In: Pires, C.; Gomes, M. E. & Coke, C. (Eds.) – Comunicações XIV Reunião de Geologia do Oeste Peninsular*, UTAD, Vila Real, pp. 348-362.
- Silva, J. (1998) – Sucessão de fases de deformação Varisca no Oeste Ibérico. *Actas V Cong. Nac. Geol., Com. IGM*, Lisboa, t. 84(1), pp. D7-D10.
- Silva, J.; Oliveira, J.; Ribeiro, A. (1990) – 3 Structural Outline. South Portuguese Zone. *In: Dallmeyer, R.D. & Martínez-García, E. (Eds.) - Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, pp. 292-313.
- Silva, J.; Pereira, M.; Ribeiro, A. (1993) – The Northern domains of Ossa-Morena Zone: structure and geodynamic evolution. *Terra Abstracts Supplement*, n. 6 (XII Reunião de Geologia do Oeste Peninsular), *Terra Nova*, vol. 5, pp. 9.

-
- Silva, J.; Ribeiro, A.; Oliveira, J.; Piçarra, J. & Araújo, A. (1994) – Thin-skinned model for the Ossa-Morena Zone. *Bol. Soc. Geol. España*, vol.105-6. pp. 531-536.
- Silveira, A. (2002) – *Neotectónica e Sismotectónica de um Sector do Alentejo Oriental*. Tese de Doutoramento, Dep. Geologia da FCUL, 339p.
- Sobolev, A.V.; Hofmann, A.W.; Hemond, C. (2003) – Garnet Component In First Indian Morb liquid: Melt Inclusion Evidence. *Geophysical Research Abstracts*, vol. 5, pp. 40-45.
- Sousa, J.; Lourenço, N. & Araújo, A. (1993) Earlier Variscan deformation event in Pedrogão region: relation with the emplacement of Ophiolitic Nappes. *Resumos XII Reunião de Geologia do Oeste Peninsular*, Uni. Évora, pp. 89-97.
- Sousa, J. (1996) – *Cartografia Geológica e Estrutural da Sutura Varisca no Sector de Oriola (Zona de Ossa-Morena)*. Tese de Mestrado, Dep. de Geologia, FCUL, 132p.
- Suarez, O; Corretge, L. and Martinez, F. (1990) – Distribution and characteristics of Hercynian Metamorphism in West Asturian-Leonese Zone. *In: Dallmeyer, R.D. & Martínez-García, E. (Eds.) - Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, pp. 129-133.
- Sun, S. (1982) – Chemical composition and origin of the earth's primitive mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 46, pp. 179-192.
- Sun, S. & McDonough, W.F. (1989) - Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *In: Saunders, A.D. & Norry, M.J. (Eds.) - Magmatism in the Ocean Basins*, Geol. Soc. Spec. Publ., nº 42, London, pp. 313-345.
- Sun, S. and Nesbitt, R. (1977) – Chemical heterogeneity of the Archaean mantle, composition of the earth and mantle evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 35, pp.429-448.
- Sun, S.; Nesbitt, R. and Sharaskin, A. (1979). – Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 44, pp.119-138.
- Takazawa E.; Frey F.A.; Shimizu N.; Saal A. and Obata M. (1999) – Polybaric petrogenesis of mafic layers in the Horoman Peridotite Complex, Japan. *Journal of Petrology*, vol. 40, pp.1827-1851.

-
- Takazawa E.; Frey F.A.; Shimizu N. and Obata M. (2000) – Whole-rock compositional variations in an upper mantle peridotite (Horoman, Hokkaido, Japan): Are they consistent with partial melting hypothesis? *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 64, pp. 695-716.
- Takazawa, E.; Okayasu, T. and Satoh, K. (2003) Geochemistry and origin of the basal lherzolites from the northern Oman ophiolite (northern Fijh block). *Geochemistry Geophysics Geosystems*, vol. 4(2), pp.1021-1025.
- Tribuzio, R.; Tiepolo, M. & Thirlwall, M. (2000) – Origin of titanian pargasite in gabbroic rocks from the Northern Apennine ophiolites (Italy): insights into the late-magmatic evolution of a MOR-Type intrusive sequence. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 176, pp. 281-293.
- Truyóls, J.; Arbizu, M.A.; García Alcalde, J.L.; García López, S.; Méndez Bedía, I.; Soto, F. & Truyóls Massoni, M. (1990) – The Asturian Leonese Domain (Cantabrian Zone). *In: Dallmeyer, R.D. & Martínez-García, E. (Eds.) - Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, pp. 10-19.
- Vilas, L. and San Jose, M.A. (1990) – Ante-Ordovician stratigraphy in Central-Iberian Zone. *In: Dallmeyer, R.D. & Martínez-García, E. (Eds.) - Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, pp. 145-146.
- Zindler, A. and Hart, S. (1986) – Chemical geodynamics. *Ann. Rev. Earth. Planet. Sci.*, vol. 14, pp. 499-503.
- Zalduegui, J.; Scharer, U., Gil Ibarguchi, J.; & Girardeau, J. (1996) – Origin and evolution of the Paleozoic Cabo Ortegal ultramafic-mafic complex (NW Spain): U-Pb, Rb-Sr and Pb-Pb isotope data. *Chem. Geol.*, vol.129, pp. 281-304.
- Walker, C. (1991) – North Atlantic Ocean Crust and Iceland. *In: Floyd, P.A. (Eds.) - Oceanic Basalts*, Blackie and Son, pp. 311-352.
- Wang, Z.; Sun, S.; Jiliang, L., Quanlin, H.; Kezhang, Q.; Wenjiao X. and Jie Hao (2003) – Paleozoic tectonic evolution of the northern Xinjiang, China: Geochemical and geochronological constraints from the ophiolites. *Tectonics*, vol. 22 (2), pp. 14-29.

-
- Weyer, S.; Munker, C. & Mezger, K. (2003) – Nb/Ta, Zr/Hf and REE in the depleted mantle: implications for the differentiation history of the crust-mantle system. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 205, pp. 309-324.
- White, R.; MacKenzie, D. and O`Nions, R. (1992) – Oceanic crustal thickness from seismic measurements and rare earth element inversions. *Journ. Geophys. Res.*, vol. 97, pp. 1021-1091.
- Wilson, M. (1989) – *Igneous petrogenesis. A global tectonic approach*. Chapman & Hall, London, 466p.
- Winchester, J.A. & Floyd, P.A. (1977) - Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.*, vol.20, pp. 325-343.

ANEXOS

ANEXO 1 – Química Mineral

ANEXO 2 – Litogeoquímica

ANEXO 3 - Amostragem

ANEXO 1 – Química Mineral

As análises de química mineral foram realizadas no Laboratório de Microsonda Electrónica do centro de Geologia da Universidade de Lisboa, com uma microsonda electrónica JEOL SUPER PROBE 733X. As contagens iniciais foram corrigidas automaticamente segundo o método ZAFO e calibradas em função de padrões naturais (minerais e metal puro - Cr). Potenciais de aceleração de 15 Kv e corrente de emissão de 25 nA, foram as condições de rotina. O erro analítico para os elementos maiores foi, em geral, inferior a 2%.

Análises químicas e respectivas fórmulas estruturais dos minerais representativos das paragénese presentes nas Sequências Ofiolíticas Internas são apresentadas nas seguintes tabelas:

TABELA 1 A – Olivinas

TABELA 1 B – Piroxenas

TABELA 1 C – Anfíbolas

TABELA 1 D – Plagioclases

TABELA 1 E – Clorites

TABELA 1 F – Epídotos

TABELA 1 G – Ilmenites

TABELA 1 H – Espinelas (s./)

TABELA 1 I – Serpentinhas

Tabela 1 A – Análises de olivinas em peridotitos

Os dados que se seguem resultam de análises efectuadas em werlitos no sector de Antas (ANT-1-2; ANT-1-4) e num dunito serpentinizado no sector de Santana (SAT-5).

ANT-1-2:

1/75 – Cristal em equilíbrio com piroxena.

1/76; 1/77; 1/80; 1/81 – Cristais no seio de paragénese metamórfica.

1/78 – Bordo de cristal junto a magnetite.

1/79 – Bordo de cristal junto a anfíbola metamórfica.

ANT-1-4:

1/82; 1/83 – Cristais juntos a ilmenite.

1/85; 1/86 - Cristais no seio de paragénese metamórfica.

SAT-5 :

1/93 - Microcristal relíquia no seio de serpentina.

Tabela 1 A – Análises de olivinas em peridotitos

	ANT - 1 - 2						
	(1/75)	(1/76)	(1/77)	(1/78)	(1/79)	(1/80)	(1/81)
	Óxidos - % de peso						
SiO₂	38,202	37,848	38,277	37,780	38,017	37,902	38,131
TiO₂	0,012	0,000	0,032	0,000	0,000	0,000	0,000
Al₂O₃	0,240	0,000	0,065	0,621	0,003	0,003	0,006
NiO	0,206	0,154	0,218	0,187	0,172	0,228	0,208
FeO	26,313	25,638	25,927	24,753	26,401	25,444	25,212
MnO	0,383	0,450	0,433	0,437	0,405	0,490	0,461
MgO	35,460	35,436	35,557	36,186	35,412	36,053	35,649
Total	100,816	99,525	100,508	99,965	100,409	100,120	99,668

Fórmula estrutural na base de 4 oxigénios

Si	1,004	1,006	1,008	0,995	1,005	1,001	1,010
Ti	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
Al	0,007	0,000	0,002	0,019	0,000	0,000	0,000
Ni	0,004	0,003	0,005	0,004	0,004	0,005	0,004
Fe²⁺	0,578	0,570	0,571	0,545	0,583	0,562	0,558
Mn	0,009	0,010	0,010	0,010	0,009	0,011	0,010
Mg	1,389	1,404	1,395	1,421	1,395	1,419	1,407

Componentes moleculares

Fo	0,706	0,711	0,710	0,723	0,705	0,716	0,716
Fa	0,294	0,289	0,290	0,277	0,295	0,284	0,284

Tabela 1 A – Análises de olivinas em peridotitos (cont.)

	ANT - 1 - 4				SAT-5
	(1/82)	(1/83)	(1/85)	(1/86)	(1/93)
Óxidos - % de peso					
SiO₂	36,501	36,136	36,893	36,786	37,819
TiO₂	0,000	0,026	0,046	0,009	0,038
Al₂O₃	0,096	0,000	0,020	0,000	0,070
NiO	0,096	0,110	0,171	0,161	0,320
FeO	33,712	32,238	31,984	31,482	27,037
MnO	0,819	0,608	0,604	0,539	0,924
MgO	29,228	30,750	30,775	30,231	34,016
Total	100,452	99,868	100,493	99,206	100,223
Fórmula estrutural na base de 4 oxigénios					
Si	1,002	0,992	1,003	1,011	1,007
Ti	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001
Al	0,003	0,000	0,001	0,000	0,002
Ni	0,002	0,002	0,004	0,004	0,005
Fe²⁺	0,774	0,740	0,727	0,724	0,602
Mn	0,019	0,014	0,014	0,013	0,021
Mg	1,196	1,258	1,247	1,238	1,350
Componentes moleculares					
Fo	0,607	0,630	0,632	0,631	0,692
Fa	0,393	0,370	0,368	0,369	0,308

Tabela 1 B.1 – Análises de piroxenas em peridotitos

Os dados que se seguem resultam de análises efectuadas em werlitos no sector de Antas (ANT-1-2; ANT-1-4) e em dunitos serpentinizados no sector de Santana (SAT-2; SAT-5).

ANT-1-4:

1/19 – Cristal em equilíbrio com olivina.

ANT-1-2:

1/7 – Cristal a envolver olivina.

SAT-5 :

1/67; 1/71 - Cristais intercumulus.

SAT – 2:

1/60; 1/63; 1/64; 1/65 – Cristais intercumulus.

NOTA: Fe_2O_3^* foi calculado com base na estequiometria das piroxenas.

Tabela 1 B.1 – Análises de piroxenas em peridotitos

	ANT-1-4 (1/19)	ANT-1-2 (1/7)	SAT - 5 (1/67) (1/71)	
Óxidos - % de peso				
SiO₂	51,090	51,321	50,644	52,073
TiO₂	0,993	0,992	1,524	0,971
Al₂O₃	3,165	3,182	2,776	1,526
Cr₂O₃	0,662	0,648	0,752	0,317
Fe₂O₃ *	1,692	1,700	1,528	1,657
FeO	4,527	4,568	5,190	5,126
MnO	0,133	0,103	0,169	0,213
MgO	15,390	15,226	15,352	16,488
CaO	22,280	22,557	21,397	20,685
Na₂O	0,290	0,333	0,386	0,410
K₂O	0,000	0,000	0,000	0,001
Total	100,22	100,63	99,719	99,467
Fórmula estrutural na base de 6 oxigénios				
Si	1,881	1,883	1,878	1,927
Al^{IV}	0,119	0,117	0,121	0,067
Al^{VI}	0,018	0,020	0,000	0,000
Ti	0,028	0,027	0,043	0,027
Cr	0,019	0,019	0,022	0,009
Fe³⁺	0,047	0,047	0,043	0,046
Fe²⁺	0,139	0,140	0,161	0,159
Mn	0,004	0,003	0,005	0,007
Mg	0,845	0,833	0,849	0,909
Ca	0,879	0,887	0,850	0,820
Na	0,021	0,024	0,028	0,029
K	0,000	0,000	0,000	0,000
Componentes moleculares				
Wo	0,459	0,464	0,446	0,423
Fs	0,099	0,099	0,110	0,109
En	0,441	0,436	0,445	0,469

Tabela 1 B.1 – Análises de piroxenas em peridotitos (cont.)

	SAT - 2			
	(1/60)	(1/63)	(1/64)	(1/65)
Óxidos - % de peso				
SiO₂	50,925	51,675	51,644	51,422
TiO₂	1,329	0,917	0,998	1,007
Al₂O₃	3,091	2,676	2,657	2,641
Cr₂O₃	0,814	0,671	0,755	0,770
Fe₂O₃ *	1,347	0,748	0,461	1,009
FeO	4,972	5,177	5,407	5,180
MnO	0,121	0,139	0,092	0,075
MgO	15,540	15,964	15,893	15,924
CaO	21,632	21,430	21,371	21,468
Na₂O	0,337	0,295	0,311	0,267
K₂O	0,006	0,005	0,000	0,003
Total	100,11	99,699	99,589	99,766
Fórmula estrutural na base de 6 oxigénios				
Si	1,878	1,907	1,908	1,899
Al^{IV}	0,122	0,093	0,092	0,101
Al^{VI}	0,012	0,023	0,024	0,014
Ti	0,037	0,025	0,028	0,028
Cr	0,024	0,020	0,022	0,022
Fe³⁺	0,037	0,021	0,013	0,028
Fe²⁺	0,153	0,160	0,167	0,160
Mn	0,004	0,004	0,003	0,002
Mg	0,854	0,878	0,875	0,877
Ca	0,855	0,847	0,846	0,849
Na	0,024	0,021	0,022	0,019
K	0,000	0,000	0,000	0,000
Componentes moleculares				
Wo	0,449	0,444	0,444	0,443
Fs	0,102	0,097	0,096	0,099
En	0,449	0,460	0,460	0,457

Tabela 1 B.2 – Análises de piroxenas em cumulado piroxenítico

Os dados que se seguem resultam de análises efectuadas em cumulado piroxenítico no sector de Oriola (OR-1-2).

OR-1-2:

2/28 N – Média de 6 análises em núcleos de cristais de piroxena.

2/29 B – Média de 6 análises em bordos de cristais de piroxena.

NOTA: Fe_2O_3^* foi calculado com base na estequiometria das piroxenas.

Tabela 1 B.2 – Análises de piroxenas em cumulado piroxenítico

OR-1-2		
(2/28 N) (2/29 B)		
Óxidos - % de peso		
SiO ₂	50,915	51,322
TiO ₂	1,240	1,107
Al ₂ O ₃	3,183	2,684
Cr ₂ O ₃	0,905	0,872
Fe ₂ O ₃ *	1,376	1,013
FeO	4,888	5,276
MnO	0,132	0,075
MgO	15,549	15,936
CaO	21,532	21,320
Na ₂ O	0,357	0,276
K ₂ O	0,006	0,003
Total	100,083	99,884

Fórmula estrutural na base de 6 oxigénios

Si	1,877	1,894
Al ^{IV}	0,123	0,106
Al ^{VI}	0,015	0,011
Ti	0,034	0,031
Cr	0,026	0,025
Fe ³⁺	0,038	0,028
Fe ²⁺	0,151	0,163
Mn	0,004	0,002
Mg	0,855	0,877
Ca	0,851	0,843
Na	0,025	0,020
K	0,000	0,000

Componentes moleculares

Wo	0,448	0,441
Fs	0,102	0,101
En	0,450	0,458

Tabela 1 B.3 – Análises de piroxenas em metagabros

Os dados que se seguem resultam de análises efectuadas em metagabros no sectores Antas (ANT-1-7), Oriola (OR-3-1) e S. Lourenço (AF-3).

ANT-1-7:

1/26 N; 1/27 B – Núcleo e bordo de porfiroclasto.

1/28 N; 1/29 B – Núcleo e bordo de porfiroclasto.

1/30 N; 1/31 B – Núcleo e bordo de porfiroclasto.

1/36; 1/40; 1/41- Cristais relíquia no seio de paragénese metamórfica.

OR-3-1 :

2/36; 2/37 – Cristais relíquia no seio de paragénese metamórfica.

AF-3:

\211- Cristal relíquia no seio de paragénese metamórfica.

\212 N; \212 B – Núcleo e bordo de porfiroclasto.

NOTA: Fe_2O_3^* foi calculado com base na estequiometria das piroxenas.

Tabela 1 B.3 – Análises de piroxenas em metagabros

	ANT-1-7						
	(1/26 N)	(1/27 B)	(1/28 N)	(1/29 B)	(1/30 N)	(1/31 B)	(1/36)
Óxidos - % de peso							
SiO₂	50,967	50,898	51,232	51,571	51,087	50,542	51,259
TiO₂	1,128	1,112	1,002	1,001	0,995	1,161	0,984
Al₂O₃	3,292	3,245	3,172	3,087	3,175	4,094	2,882
Cr₂O₃	0,722	0,672	0,648	0,701	0,672	0,034	0,681
Fe₂O₃ *	1,826	1,527	1,711	0,686	1,516	2,952	0,822
FeO	4,923	5,137	4,548	5,325	4,686	7,175	5,109
MnO	0,113	0,109	0,102	0,109	0,133	0,231	0,147
MgO	15,027	14,970	15,226	15,312	15,299	13,713	15,311
CaO	22,349	22,327	22,457	22,216	22,280	20,215	21,968
Na₂O	0,319	0,286	0,344	0,296	0,291	0,804	0,310
K₂O	0,007	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,014
Total	100,673	100,283	100,442	100,305	100,132	100,921	99,488

Fórmula estrutural na base de 6 oxigénios

Si	1,873	1,878	1,883	1,896	1,883	1,866	1,900
Al^{IV}	0,127	0,122	0,117	0,104	0,117	0,134	0,100
Al^{VI}	0,016	0,019	0,020	0,030	0,021	0,044	0,026
Ti	0,031	0,031	0,028	0,028	0,028	0,032	0,027
Cr	0,021	0,020	0,019	0,020	0,020	0,001	0,020
Fe³⁺	0,051	0,042	0,047	0,019	0,042	0,082	0,023
Fe²⁺	0,151	0,159	0,140	0,164	0,144	0,222	0,158
Mn	0,004	0,003	0,003	0,003	0,004	0,007	0,005
Mg	0,823	0,823	0,834	0,839	0,841	0,755	0,846
Ca	0,880	0,883	0,884	0,875	0,880	0,800	0,872
Na	0,023	0,020	0,025	0,021	0,021	0,058	0,022
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001

Componentes moleculares

Wo	0,461	0,462	0,463	0,460	0,460	0,429	0,458
Fs	0,108	0,107	0,100	0,098	0,100	0,167	0,098
En	0,431	0,431	0,437	0,442	0,440	0,405	0,444

Tabela 1 B.3 – Análises de piroxenas em metagabros (cont.)

	ANT-1-7		OR-3-1		AF-3		
	(1/40)	(1/41)	(2/36)	(2/37)	(211)	(213 B)	(212 N)
Óxidos - % de peso							
SiO₂	51,316	51,646	51,326	51,249	51,031	51,844	50,732
TiO₂	0,977	0,920	0,987	0,994	1,490	1,069	1,156
Al₂O₃	3,093	2,884	3,083	2,872	3,012	2,270	2,491
Cr₂O₃	0,730	0,332	0,729	0,681	0,039	0,100	0,092
Fe₂O₃ *	1,723	0,874	1,696	0,755	0,196	0,000	2,000
FeO	4,619	5,218	4,642	5,167	9,519	10,499	9,486
MnO	0,106	0,122	0,100	0,146	0,452	0,331	0,412
MgO	15,409	15,274	15,419	15,236	14,624	14,052	15,134
CaO	22,336	22,375	22,326	21,968	18,988	19,660	18,025
Na₂O	0,308	0,291	0,308	0,327	0,369	0,258	0,321
K₂O	0,000	0,000	0,000	0,014	0,090	0,068	0,080
Total	100,619	99,936	100,616	99,409	99,811	100,151	99,928
Fórmula estrutural na base de 6 oxigénios							
Si	1,883	1,905	1,883	1,901	1,904	1,937	1,897
Al^{IV}	0,117	0,095	0,117	0,099	0,096	0,063	0,103
Al^{VI}	0,017	0,031	0,016	0,027	0,037	0,037	0,006
Ti	0,027	0,026	0,027	0,028	0,042	0,030	0,032
Cr	0,021	0,010	0,021	0,020	0,001	0,003	0,003
Fe³⁺	0,048	0,024	0,047	0,021	0,005	0,000	0,056
Fe²⁺	0,142	0,161	0,142	0,160	0,297	0,328	0,297
Mn	0,003	0,004	0,003	0,005	0,014	0,010	0,013
Mg	0,843	0,840	0,843	0,843	0,813	0,783	0,843
Ca	0,878	0,884	0,878	0,873	0,880	0,878	0,884
Na	0,022	0,021	0,022	0,024	0,023	0,022	0,021
K	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
Componentes moleculares							
Wo	0,459	0,462	0,459	0,459	0,438	0,439	0,422
Fs	0,101	0,099	0,100	0,098	0,158	0,169	0,175
En	0,440	0,439	0,441	0,443	0,405	0,391	0,403

Tabela 1 C.1 – Análises de anfíbolos em peridotito

Os dados que se seguem resultam de análises efectuadas em werlito no sector de Antas (ANT-1-2).

ANT-1-2:

1/1 – Cristal no interior de piroxena fracturada.

1/6 – Cristal em torno de olivina.

NOTA: Fe_2O_3^* e H_2O^* foram calculados com base na estequiometria das anfíbolos.

Tabela 1 C.1 – Análises de anfíbolos em peridotito

	ANT-1-2	
	(1/1)	(1/6)
Óxidos - % de peso		
SiO₂	58,737	58,249
TiO₂	0,003	0,004
Al₂O₃	0,066	0,100
Cr₂O₃	0,015	0,022
Fe₂O₃ *	2,639	1,655
FeO	2,276	3,292
MnO	0,124	0,174
MgO	21,961	21,619
CaO	12,801	12,988
Na₂O	0,018	0,037
K₂O	0,000	0,000
H₂O *	2,204	2,186
Total	100,844	100,327

Fórmula estrutural na base de 13 catiões - (Ca, Na e K)

Si^{IV}	7,990	7,991
Al^{IV}	0,010	0,009
Al^{VI}	0,001	0,007
Fe³⁺	0,270	0,171
Ti	0,000	0,000
Cr	0,002	0,002
Mg	4,454	4,421
Fe²⁺	0,259	0,378
Mn	0,014	0,020
Ca	1,866	1,909
Na	0,005	0,010
Na (A site)	0,000	0,000
K (A site)	0,000	0,000
Fe^I/(Fe^I+Mg)	0,106	0,110
Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg)	0,055	0,079

Tabela 1 C.2 – Análise de anfíbola em cumulado piroxenítico

Os dados que se seguem resultam de uma análise efectuada em cumulado piroxenítico no sector de Oriola (OR-1-2).

OR-1-2:

2/32 – Cristal em torno de piroxena.

NOTA: Fe_2O_3^* e H_2O^* foram calculados com base na estequiometria das anfíbolos.

Tabela 1 C.2 – Análise de anfíbolas em cumulado piroxenítico

OR-1-2 (2/32)	
Óxidos - % de peso	
SiO₂	58,048
TiO₂	0,004
Al₂O₃	0,200
Cr₂O₃	0,022
Fe₂O₃ *	0,129
FeO	4,920
MnO	0,159
MgO	21,320
CaO	13,403
Na₂O	0,058
K₂O	0,000
H₂O *	2,178
Total	100,442

Fórmula estrutural na base de 13 cátions - (Ca, Na e K)

Si^{IV}	7,991
Al^{IV}	0,009
Al^{VI}	0,023
Fe³⁺	0,013
Ti	0,000
Cr	0,002
Mg	4,375
Fe²⁺	0,566
Mn	0,019
Ca	1,977
Na	0,023
Na^(A site)	0,000
K^(A site)	0,000
Fe^I/(Fe^I+Mg)	0,117
Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg)	0,115

Tabela 1 C.3 – Análises de anfíbolas em metagabros

Os dados que se seguem resultam de análises efectuadas em metagabros nos sectores de Oriola (OR-3-1), Antas (ANT-1-7) e S. Lourenço (AF-3).

OR-3-1:

2/39 – Anfíbola da matriz metamórfica.

2/44 N; 2/46 B – Xenocristais junto a piroxena.

AF-3:

\216 – Cristal a envolver piroxena.

\217 – Anfíbola da matriz metamórfica.

ANT-1-7 :

1/34; 1/38 – Xenocristais junto a piroxena e plagioclase Ca-Na.

1/37 – Anfíbola da matriz metamórfica.

NOTA: Fe_2O_3^* e H_2O^* foram calculados com base na estequiometria das anfíbolas.

Tabela 1 C.3 – Análise de anfíbolos em metagabro

	OR-3-1			AF-3	
	(2/39)	(2/44 N)	(2/46 B)	(\216)	(\217)
Óxidos - % de peso					
SiO₂	56,538	50,064	50,803	55,863	55,651
TiO₂	0,032	0,565	0,433	0,015	0,007
Al₂O₃	1,168	5,803	5,541	2,784	0,955
Cr₂O₃	0,015	0,030	0,002	0,039	0,000
Fe₂O₃ *	0,051	5,414	2,967	6,075	0,000
FeO	4,340	10,808	12,330	5,846	11,505
MnO	0,139	0,592	0,598	0,170	0,215
MgO	21,623	12,691	12,808	16,463	16,300
CaO	13,879	11,609	11,866	10,933	12,651
Na₂O	0,128	0,771	0,883	0,247	0,451
K₂O	0,024	0,000	0,000	0,042	0,042
H₂O *	2,167	2,073	2,071	2,153	2,096
Total	100,105	100,420	100,303	100,628	99,875

Fórmula estrutural na base de 13 cátions - (Ca, Na e K)

Si^{IV}	7,822	7,241	7,354	7,781	7,960
Al^{IV}	0,178	0,759	0,646	0,219	0,040
Al^{VI}	0,012	0,230	0,299	0,238	0,121
Fe³⁺	0,005	0,589	0,323	0,637	0,000
Ti	0,003	0,061	0,047	0,002	0,001
Cr	0,002	0,003	0,000	0,004	0,000
Mg	4,459	2,736	2,764	3,419	3,476
Fe²⁺	0,502	1,307	1,493	0,681	1,376
Mn	0,016	0,073	0,073	0,020	0,026
Ca	2,000	1,799	1,840	1,933	1,939
Na	0,000	0,201	0,160	0,067	0,061
Na (A site)	0,034	0,015	0,088	0,000	0,064
K (A site)	0,004	0,000	0,000	0,007	0,008
Fe^I/(Fe^I+Mg)	0,102	0,409	0,397	0,278	0,284
Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg)	0,101	0,323	0,351	0,166	0,284

Tabela 1 C.3 – Análise de anfíbolos em metagabro (cont.)

	ANT -1-7		
	(1/34)	(1/38)	(1/37)
Óxidos - % de peso			
SiO₂	51,847	50,121	55,917
TiO₂	0,054	0,437	0,036
Al₂O₃	4,779	5,840	1,358
Cr₂O₃	0,000	0,037	0,000
Fe₂O₃ *	0,822	6,410	1,312
FeO	11,083	9,115	8,054
MnO	0,200	0,600	0,143
MgO	15,010	13,480	18,062
CaO	12,595	11,669	12,634
Na₂O	0,635	0,752	0,244
K₂O	0,112	0,000	0,000
H₂O *	2,075	2,085	2,129
Total	99,211	100,546	99,889

Fórmula estrutural na base de 13 catiões - (Ca, Na e K)

Si^{IV}	7,493	7,207	7,874
Al^{IV}	0,507	0,793	0,126
Al^{VI}	0,307	0,196	0,100
Fe³⁺	0,089	0,694	0,139
Ti	0,006	0,047	0,004
Cr	0,000	0,004	0,000
Mg	3,234	2,890	3,792
Fe²⁺	1,339	1,096	0,948
Mn	0,024	0,073	0,017
Ca	1,950	1,798	1,906
Na	0,050	0,202	0,067
Na^(A site)	0,128	0,007	0,000
K^(A site)	0,021	0,000	0,000
Fe^I/(Fe^I+Mg)	0,306	0,382	0,223
Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg)	0,293	0,275	0,200

Tabela 1 C.4 – Análises de anfíbolos em diques

Os dados que se seguem resultam de análises efectuadas em diques no interior de metagabro no sector de Antas (ANT-1-10).

ANT-1-10:

1/42; 1/43 – Xenocristais envolvidos por clorite.

NOTA: Fe_2O_3^* e H_2O^* foram calculados com base na estequiometria das anfíbolos.

Tabela 1 C.4 – Análise de anfíbolos em diques

	ANT-1-10	
	(1/42)	(1/43)
Óxidos - % de peso		
SiO₂	50,781	50,113
TiO₂	0,336	0,454
Al₂O₃	5,308	5,753
Cr₂O₃	0,039	0,032
Fe₂O₃ *	5,623	4,944
FeO	9,976	10,529
MnO	0,662	0,609
MgO	13,581	13,033
CaO	11,973	11,723
Na₂O	0,641	0,712
K₂O	0,043	0,088
H₂O *	2,092	2,070
Total	101,053	100,058

Fórmula estrutural na base de 13 catiões - (Ca, Na e K)

Si^{IV}	7,278	7,260
Al^{IV}	0,722	0,740
Al^{VI}	0,175	0,243
Fe³⁺	0,606	0,539
Ti	0,036	0,049
Cr	0,004	0,004
Mg	2,902	2,815
Fe²⁺	1,196	1,276
Mn	0,080	0,075
Ca	1,839	1,820
Na	0,161	0,180
Na^(A site)	0,017	0,020
K^(A site)	0,008	0,016
Fe^I/(Fe^I+Mg)	0,383	0,392
Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg)	0,292	0,312

Tabela 1 C.5 – Análises de anfíbolos em metabasaltos

Os dados que se seguem resultam de análises efectuadas em metabasaltos nos sectores de Oriola (OR-5-3; OR-4-3) Vila Ruiva (VR-1-3; VR-1-1), S. Lourenço (AF-11), Santana (SAT-4) e Antas (ANT-2-3).

OR-5-3:

2/57 B; 2/59 N – Bordo e núcleo de porfiroblasto.

2/58 – Anfíbola da matriz metamórfica.

OR-4-3 :

2/48; 2/52 – Anfíbolos da matriz metamórfica.

VR-1-3:

2/16; 2/21- Anfíbolos da matriz metamórfica.

VR-1-1:

2/4; 2/6; 2/7 – Anfíbolos da matriz metamórfica.

AF-11:

\509 N; \510 N – Núcleo e bordo de anfíbola porfiroblástica.

SAT-4:

1/58a; 1/58b – Anfíbolos da matriz metamórfica.

ANT-2-3:

\511 – Anfíbola da matriz metamórfica.

\512; \513; \514 - Anfíbolos porfiroblásticos.

NOTA: Fe_2O_3^* e H_2O^* foram calculados com base na estequiometria das anfíbolos.

Tabela 1 C.5 – Análises de anfíbolos em metabasaltos

	OR-5-3			OR-4-3		VR-1-3	
	(2/57 B)	(2/59 N)	(2/58)	(2/48)	(2/52)	(2/16)	(2/21)
Óxidos - % de peso							
SiO₂	51,875	50,606	55,546	55,250	56,346	54,546	55,172
TiO₂	0,055	0,286	0,097	0,002	0,003	0,071	0,090
Al₂O₃	4,830	9,506	1,000	3,067	0,759	3,850	1,054
Cr₂O₃	0,000	0,029	0,003	0,002	0,026	0,036	0,003
Fe₂O₃ *	2,137	0,351	0,150	0,443	0,285	0,000	0,442
FeO	10,641	12,005	7,933	7,692	8,680	10,480	9,640
MnO	0,189	0,086	0,396	0,110	0,159	0,398	0,203
MgO	15,061	12,345	18,680	18,348	18,473	15,891	17,513
CaO	12,567	11,496	13,258	13,160	13,164	12,601	12,953
Na₂O	0,708	1,009	0,094	0,281	0,068	0,367	0,219
K₂O	0,115	0,009	0,000	0,001	0,004	0,006	0,005
H₂O *	2,093	2,095	2,116	2,147	2,131	2,121	2,102
Total	100,270	99,823	99,274	100,502	100,098	100,366	99,396
Fórmula estrutural na base de 13 cátions - (Ca, Na e K)							
Si^{IV}	7,433	7,243	7,872	7,717	7,927	7,711	7,868
Al^{IV}	0,567	0,757	0,128	0,283	0,073	0,289	0,132
Al^{VI}	0,249	0,847	0,039	0,221	0,052	0,353	0,045
Fe³⁺	0,230	0,038	0,016	0,047	0,030	0,000	0,047
Ti	0,006	0,031	0,010	0,000	0,000	0,007	0,010
Cr	0,000	0,003	0,000	0,000	0,003	0,004	0,000
Mg	3,217	2,634	3,947	3,820	3,874	3,349	3,723
Fe²⁺	1,275	1,437	0,940	0,898	1,021	1,239	1,150
Mn	0,023	0,010	0,048	0,013	0,019	0,048	0,025
Ca	1,929	1,763	2,000	1,969	1,984	1,909	1,979
Na	0,071	0,237	0,000	0,031	0,016	0,091	0,021
Na^(A site)	0,126	0,043	0,026	0,045	0,003	0,009	0,040
K^(A site)	0,021	0,002	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001
Fe^I/(Fe^t+Mg)	0,319	0,359	0,195	0,198	0,213	0,270	0,243
Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg)	0,284	0,353	0,192	0,190	0,209	0,270	0,236

Tabela 1 C.5 – Análises de anfíbolos em metabasaltos (cont.)

	VR-1-1			AF-11	
	(2/7)	(2/4)	(2/6)	(\509 N)	(\510 B)
Óxidos - % de peso					
SiO₂	54,338	54,311	53,529	46,480	51,639
TiO₂	0,070	0,079	0,077	0,711	0,295
Al₂O₃	2,087	1,972	2,901	9,272	4,566
Cr₂O₃	0,034	0,000	0,004	0,029	0,022
Fe₂O₃ *	2,049	4,477	2,540	2,946	3,126
FeO	8,313	9,227	9,677	10,731	8,652
MnO	0,224	0,100	0,157	0,287	0,283
MgO	17,458	15,563	15,988	12,634	15,668
CaO	12,789	10,400	12,490	11,988	12,386
Na₂O	0,347	1,563	0,321	1,351	0,547
K₂O	0,013	0,276	0,060	0,186	0,055
H₂O *	2,112	2,100	2,098	2,035	2,086
Total	99,833	100,068	99,841	98,649	99,325

Fórmula estrutural na base de 13 cátions - (Ca, Na e K)

Si^{IV}	7,713	7,753	7,649	6,848	7,422
Al^{IV}	0,287	0,247	0,351	1,152	0,578
Al^{VI}	0,062	0,085	0,137	0,458	0,196
Fe³⁺	0,219	0,481	0,273	0,327	0,338
Ti	0,007	0,008	0,008	0,079	0,032
Cr	0,004	0,000	0,000	0,003	0,003
Mg	3,694	3,312	3,406	2,775	3,357
Fe²⁺	0,987	1,102	1,156	1,322	1,040
Mn	0,027	0,012	0,019	0,036	0,034
Ca	1,945	1,591	1,912	1,892	1,907
Na	0,055	0,409	0,088	0,108	0,093
Na (A site)	0,040	0,023	0,001	0,278	0,060
K (A site)	0,002	0,050	0,011	0,035	0,010
Fe^I/(Fe^I+Mg)	0,246	0,323	0,296	0,373	0,291
Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg)	0,211	0,250	0,253	0,323	0,237

Tabela 1 C.5 – Análises de anfíbolos em metabasaltos (cont.)

	SAT-4		ANT-2-3			
	(1/58a)	(1/58b)	(\511)	(\512)	(\513)	(\514)
Óxidos - % de peso						
SiO₂	55,496	55,694	52,958	48,600	48,192	47,140
TiO₂	0,087	0,092	0,255	0,597	0,653	0,713
Al₂O₃	2,673	2,649	4,109	7,280	8,272	8,923
Cr₂O₃	0,030	0,030	0,022	0,117	0,126	0,033
Fe₂O₃ *	1,468	0,520	2,466	4,453	3,585	3,381
FeO	5,664	6,595	8,562	8,572	9,718	10,699
MnO	0,325	0,330	0,304	0,335	0,286	0,285
MgO	19,231	18,906	16,000	14,055	13,353	12,699
CaO	12,967	12,910	12,194	11,784	11,870	11,882
Na₂O	0,326	0,400	0,514	1,090	1,112	1,344
K₂O	0,045	0,003	0,052	0,136	0,154	0,186
H₂O *	2,157	2,151	2,102	2,064	2,064	2,050
Total	100,468	100,281	99,537	99,085	99,385	99,333

Fórmula estrutural na base de 13 catiões - (Ca, Na e K)

Si^{IV}	7,714	7,762	7,554	7,061	7,000	6,895
Al^{IV}	0,286	0,238	0,446	0,939	1,000	1,105
Al^{VI}	0,152	0,197	0,245	0,307	0,416	0,433
Fe³⁺	0,154	0,055	0,265	0,487	0,392	0,372
Ti	0,009	0,010	0,027	0,065	0,071	0,078
Cr	0,003	0,003	0,003	0,014	0,015	0,004
Mg	3,985	3,928	3,402	3,044	2,891	2,769
Fe²⁺	0,658	0,769	1,021	1,042	1,180	1,309
Mn	0,038	0,039	0,037	0,041	0,035	0,035
Ca	1,931	1,928	1,864	1,834	1,847	1,862
Na	0,069	0,072	0,136	0,166	0,153	0,138
Na (A site)	0,019	0,036	0,006	0,141	0,160	0,243
K (A site)	0,008	0,001	0,010	0,025	0,029	0,035
Fe^t/(Fe^t+Mg)	0,169	0,173	0,274	0,334	0,352	0,378
Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg)	0,142	0,164	0,231	0,255	0,290	0,321

Tabela 1 D.1 – Análise de plagioclase em cumulado piroxenítico

Os dados que se seguem resultam de uma análise efectuada em cumulado piroxenítico no sector de Oriola (OR-1-2).

OR-1-2:

2/30 – Cristal relíquia no seio de paragénese metamórfica, entre piroxenas.

Tabela 1 D.1 – Análise de plagioclase em cumulado piroxeníticoOR-1-2
(2/30)**Óxidos - % de peso**

SiO₂	55,899
Al₂O₃	28,782
Fe₂O₃	0,090
CaO	10,560
Na₂O	5,067
K₂O	0,011
Total	100,409

Fórmula estrutural na base de 32 oxigénios

Si	9,991
Al	6,065
Fe³⁺	0,012
Ca	2,022
Na	1,756
K	0,002

Componentes moleculares

Ano	0,535
Alb	0,464
Or	0,001

Tabela 1 D.2 – Análises de plagioclases em metagabros

Os dados que se seguem resultam de análises efectuadas em metagabros nos sectores de Antas (ANT-1-7) e Oriola (OR-3-1).

ANT-1-7:

1/33; 1/39 – Cristais da paragénese metamórfica.

1/35; 1/38 – Cristais junto a porfiroblastos de piroxena.

OR-3-1:

2/38; 2/40; 2/43 – Cristais junto a porfiroblastos de piroxena.

Tabela 1 D.2 – Análises de plagioclases em metagabros

	ANT-1-7				OR-3-1		
	(1/33)	(1/35)	(1/39)	(1/38)	(2/38)	(2/40)	(2/43)
Óxidos - % de peso							
SiO₂	69,290	57,342	69,349	50,140	58,919	57,800	57,654
Al₂O₃	19,469	27,455	19,478	31,655	25,548	27,190	26,903
Fe₂O₃	0,024	0,176	0,119	0,072	0,115	0,092	0,168
CaO	0,206	9,093	0,093	14,727	8,041	8,937	9,109
Na₂O	10,593	6,248	10,924	3,175	7,033	5,991	6,236
K₂O	0,028	0,019	0,032	0,003	0,067	0,017	0,007
Total	99,610	100,332	99,993	99,773	99,724	100,027	100,078
Fórmula estrutural na base de 32 oxigénios							
Si	12,080	10,237	12,062	9,158	10,555	10,323	10,314
Al	4,002	5,778	3,994	6,816	5,396	5,725	5,674
Fe³⁺	0,003	0,024	0,016	0,010	0,015	0,012	0,023
Ca	0,038	1,739	0,017	2,882	1,544	1,710	1,746
Na	3,581	2,163	3,684	1,125	2,443	2,074	2,163
K	0,006	0,004	0,007	0,001	0,015	0,004	0,002
Componentes moleculares							
Ano	0,011	0,445	0,005	0,719	0,386	0,451	0,446
Alb	0,988	0,554	0,993	0,281	0,610	0,548	0,553
Or	0,002	0,001	0,002	0,000	0,004	0,001	0,000

Tabela 1 D.3 – Análises de plagioclases em metabasaltos

Os dados que se seguem resultam de análises efectuadas em metabasaltos nos sectores de Oriola (OR-4-3; OR-5-3), Santana (SAT-4), Antas (ANT-2-3) e S. Lourenço (AF-11).

OR-4-3:

2/47; 2/53 – Cristais da paragénese metamórfica.

Or-5-3:

2/55 - Cristal da paragénese metamórfica.

SAT-4:

1/48; 1/53; 1/56 - Cristais da paragénese metamórfica.

Ant-2-3:

\207; \210 - Cristais da paragénese metamórfica.

AF-11:

\501, \506 - Cristais da paragénese metamórfica.

Tabela 1 D.3 – Análises de plagioclases em metabasaltos

	OR-4-3 (2/47) (2/53)		OR-5-3 (2/55)	(1/48)	SAT-4 (1/53) (1/56)	
Óxidos - % de peso						
SiO₂	68,236	68,585	68,106	67,913	67,902	67,950
Al₂O₃	19,643	19,720	20,050	19,654	19,758	20,003
Fe₂O₃	0,007	0,014	0,077	0,004	0,033	0,013
CaO	0,090	0,039	0,038	0,921	0,274	0,094
Na₂O	11,911	11,711	11,147	11,721	12,030	11,831
K₂O	0,087	0,098	0,509	0,063	0,064	0,050
Total	99,973	100,167	99,927	100,276	100,062	99,941
Fórmula estrutural na base de 32 oxigénios						
Si	11,938	11,959	11,914	11,877	11,888	11,889
Al	4,051	4,054	4,135	4,052	4,078	4,126
Fe³⁺	0,001	0,002	0,010	0,000	0,004	0,002
Ca	0,017	0,007	0,007	0,173	0,051	0,018
Na	4,040	3,959	3,781	3,975	4,084	4,014
K	0,019	0,022	0,114	0,014	0,014	0,011
Componentes moleculares						
Ano	0,004	0,002	0,002	0,041	0,012	0,004
Alb	0,991	0,993	0,969	0,955	0,984	0,993
Or	0,005	0,005	0,029	0,003	0,003	0,003

Tabela 1 D.3 – Análises de plagioclases em metabasaltos (cont.)

	ANT-2-3		AF-11	
	(\207)	(\210)	(\501)	(\506)
Óxidos - % de peso				
SiO₂	69,240	69,179	68,688	69,115
Al₂O₃	19,446	0,006	19,461	19,620
Fe₂O₃	0,094	19,436	0,101	0,000
CaO	0,051	0,077	0,031	0,089
Na₂O	11,610	10,904	11,646	11,196
K₂O	0,020	0,074	0,053	0,040
Total	100,459	99,676	99,979	100,061
Fórmula estrutural na base de 32 oxigénios				
Si	12,022	12,945	11,994	12,026
Al	3,981	0,001	4,006	4,025
Fe³⁺	0,012	2,737	0,013	0,000
Ca	0,010	0,015	0,006	0,017
Na	3,909	3,956	3,943	3,778
K	0,004	0,018	0,012	0,009
Componentes moleculares				
Ano	0,002	0,004	0,004	0,004
Alb	0,996	0,992	0,993	0,993
Or	0,001	0,004	0,003	0,003

Tabela 1 E – Análises de clorites

Os dados que se seguem resultam de análises efectuadas na paragénese metamórfica nos sectores de Antas (ANT-1-2; ANT-1-1; ANT-1-10), Oriola (OR-1-2; OR-3-1), Santana (SAT-4), e S. Lourenço (AF-3; AF-11) e Vila Ruiva (VR-1-1).

ANT-1-2 :

1/2; 1/5 - Clorites em werlito.

ANT-1-7:

1/22; 1/24 - Clorites em metagabro.

ANT-1-10:

1/44 - Clorite em dique no interior de metagabro.

OR-1-2 :

2/31 - Clorite em cumulado piroxenítico.

OR-3-1:

3/38; 2/45 - Clorites em metagabro.

SAT-4;

1/47; 1/52 - Clorites em metabasalto.

AF-3:

\221 - Clorite em metagabro.

AF-11:

\511 – Clorite em metabasalto.

VR-1-1:

2/19; 2/9 - Clorites em metabasalto.

Tabela 1 E – Análises clorites

	ANT-1-2		ANT-1-7		ANT-1-10
	(1/2)	(1/5)	(1/22)	(1/24)	(1/44)
Óxidos - % de peso					
SiO₂	32,389	32,824	32,041	31,056	29,880
TiO₂	0,039	0,013	0,033	0,005	0,040
Al₂O₃	14,885	13,950	15,089	16,134	19,002
Cr₂O₃	0,461	0,131	0,280	0,148	0,102
FeO	7,017	7,064	8,391	8,529	12,457
MnO	0,047	0,032	0,029	0,007	0,003
MgO	30,611	30,829	30,034	29,492	24,459
CaO	0,000	0,220	0,021	0,005	0,036
Na₂O	0,000	0,000	0,028	0,002	0,000
K₂O	0,002	0,004	0,005	0,036	0,002
total	85,452	85,065	85,952	85,412	85,980
Fórmula estrutural na base de 14 oxigénios					
Si	3,166	3,222	3,137	3,063	2,978
Al^{iv}	0,834	0,778	0,863	0,937	1,022
Al^{vi}	0,881	0,837	0,878	0,939	1,211
Ti	0,003	0,001	0,002	0,000	0,003
Fe²⁺	0,574	0,580	0,687	0,704	1,038
Cr	0,036	0,010	0,022	0,012	0,008
Mn	0,004	0,003	0,002	0,001	0,000
Mg	4,459	4,511	4,382	4,335	3,633
Ca	0,000	0,023	0,002	0,001	0,004
Na	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000
K	0,000	0,000	0,001	0,005	0,000
Fe/(Mg+Fe)	0,114	0,114	0,136	0,140	0,222

Tabela 1 E – Análises clorites (cont.)

	OR-1-2 (2/31)	OR 3-1 (2/38) (2/45)		SAT-4 (1/47) (1/52)	
	Óxidos - % de peso				
SiO₂	32,013	31,482	30,324	26,926	26,773
TiO₂	0,001	0,005	0,026	0,040	0,018
Al₂O₃	14,501	16,268	16,002	19,729	19,357
Cr₂O₃	0,460	0,237	0,365	0,063	0,265
FeO	8,651	9,348	10,459	18,791	19,694
MnO	0,027	0,004	0,001	0,425	0,114
MgO	30,006	28,314	29,652	20,462	19,498
CaO	0,267	0,000	0,002	0,012	0,033
Na₂O	0,007	0,002	0,002	0,000	0,063
K₂O	0,003	0,062	0,003	0,000	0,097
total	85,934	85,722	86,836	86,447	85,909

Fórmula estrutural na base de 14 oxigénios

Si	3,145	3,102	2,982	2,783	2,799
Al^{iv}	0,855	0,898	1,018	1,217	1,201
Al^{vi}	0,825	0,992	0,837	1,187	1,185
Ti	0,000	0,000	0,002	0,003	0,001
Fe²⁺	0,711	0,770	0,860	1,624	1,722
Cr	0,036	0,018	0,028	0,005	0,022
Mn	0,002	0,000	0,000	0,037	0,010
Mg	4,394	4,158	4,346	3,152	3,038
Ca	0,028	0,000	0,000	0,001	0,004
Na	0,001	0,000	0,000	0,000	0,013
K	0,000	0,008	0,000	0,000	0,013
Fe/(Mg+Fe)	0,139	0,156	0,165	0,340	0,362

Tabela 1 E – Análises clorites (cont.)

	AF-3 (\221)	AF-11 (\511)	VR-1-1 (2/19) (2/9)	
Óxidos - % de peso				
SiO₂	28,332	28,002	26,928	26,824
TiO₂	0,016	0,035	0,038	0,051
Al₂O₃	16,125	16,254	19,375	19,238
Cr₂O₃	0,018	0,016	0,164	0,267
FeO	17,361	18,322	19,794	19,000
MnO	0,562	0,625	0,124	0,217
MgO	22,982	22,615	20,169	20,148
CaO	0,036	0,021	0,021	0,055
Na₂O	0,003	0,000	0,005	0,001
K₂O	0,000	0,000	0,009	0,002
total	85,436	85,890	86,627	85,803
Fórmula estrutural na base de 14 oxigénios				
Si	2,949	2,917	2,790	2,798
Al^{iv}	1,051	1,083	1,210	1,202
Al^{vi}	0,927	0,913	1,157	1,163
Ti	0,001	0,003	0,003	0,004
Fe²⁺	1,511	1,596	1,715	1,657
Cr	0,002	0,001	0,013	0,022
Mn	0,050	0,055	0,011	0,019
Mg	3,565	3,511	3,114	3,132
Ca	0,004	0,002	0,002	0,006
Na	0,001	0,000	0,001	0,000
K	0,000	0,000	0,001	0,000
Fe/(Mg+Fe)	0,298	0,313	0,355	0,346

Tabela 1 F – Análises de epídotos

Os dados que se seguem resultam de análises efectuadas na paragénese metamórfica metabasaltos nos sectores de Santana (SAT-4), Vila Ruiva (VR-1-1) e S. Lourenço (AF-11).

SAT-4;

1/51; 1/54 – Cristais em porfiroblastos.

VR-1-1:

2/10 – Cristal da matriz metamórfica.

2/11 – Cristal em porfiroblasto.

AF-11

\222; \224 – Cristais da matriz metamórfica.

Tabela 1 F – Análises epídotos

	SAT-4		VR-1-1		AF-11	
	(1/51)	(1/54)	(2/10)	(2/11)	(\222)	(\224)
Óxidos - % de peso						
SiO₂	36,998	37,008	36,991	37,245	37,454	37,300
TiO₂	0,104	0,037	0,017	0,074	0,070	0,048
Al₂O₃	23,024	23,066	21,484	22,240	21,704	21,735
Cr₂O₃	0,023	0,025	0,000	0,000	0,048	0,057
Fe₂O₃	14,754	14,410	15,074	14,708	13,968	15,881
MnO	0,313	0,208	0,215	0,138	0,160	0,090
MgO	0,003	0,008	0,000	0,026	0,010	0,002
CaO	23,095	23,213	23,330	23,416	22,982	23,024
Na₂O	0,004	0,011	0,000	0,008	0,034	0,029
K₂O	0,008	0,003	0,000	0,005	0,007	0,017
total	98,326	97,988	97,111	97,861	96,436	98,182

Fórmula estrutural na base de 12,5 oxigénios						
Si	2,954	2,961	2,999	2,988	3,039	2,991
Al^{iv}	0,046	0,039	0,001	0,012	0,000	0,009
Al^{vi}	2,121	2,137	2,052	2,092	2,076	2,046
Ti	0,006	0,002	0,001	0,004	0,004	0,003
Fe³⁺	0,886	0,868	0,920	0,888	0,853	0,958
Cr	0,001	0,001	0,000	0,000	0,003	0,004
Ca	1,976	1,990	2,027	2,013	1,998	1,978
Mn	0,021	0,014	0,015	0,009	0,011	0,006
Mg	0,000	0,001	0,000	0,003	0,001	0,000
Na	0,001	0,002	0,000	0,001	0,005	0,004
K	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,002
Fe³⁺/(Fe³⁺ + Al^{vi})	0,295	0,289	0,309	0,298	0,291	0,319

Tabela 1 G.1 – Análises de ilmenites em peridotitos

Os dados que se seguem resultam de análises efectuadas em werlitos no sector de Antas (ANT-1-2; ANT-1-4).

ANT-1-2:

\100; \109; \112 – Inclusões em olivinas.

ANT-1-4:

\114; \115; \117 – Cristais entre olivinas.

NOTA: Fe³⁺ foi calculado com base na estequiometria das ilmenites.

Tabela 1 G.1 – Análises de ilmenites em peridotitos

	ANT-1-2			ANT-1-4		
	(\100)	(\109)	(\112)	(\114)	(\115)	(\117)
Óxidos - % de peso						
Al₂O₃	0,032	0,083	0,003	0,024	0,014	0,048
TiO₂	49,300	44,825	49,430	46,567	42,364	46,611
Cr₂O₃	0,326	0,285	0,166	0,514	1,043	0,379
V₂O₃	0,303	0,230	0,271	0,328	0,346	0,264
FeO^t	47,766	47,712	46,430	49,109	51,847	48,832
MnO	1,086	1,425	1,139	1,065	1,302	1,281
MgO	1,088	2,875	1,064	1,091	0,728	0,906
Total	99,900	97,434	98,503	98,698	97,644	98,322

Fórmula estrutural na base de 16 cátions

Ti	7,406	6,775	7,538	7,064	6,492	7,109
Al	0,008	0,020	0,001	0,006	0,003	0,012
V	0,048	0,037	0,044	0,053	0,056	0,043
Cr	0,051	0,045	0,027	0,082	0,168	0,061
Fe³⁺	1,081	2,348	0,853	1,730	2,789	1,667
Fe²⁺	6,898	5,671	7,021	6,555	6,046	6,615
Mn	0,184	0,243	0,196	0,182	0,225	0,220
Mg	0,324	0,861	0,321	0,328	0,221	0,274

Componentes moleculares

Ilm	86,81	71,34	88,15	82,66	76,67	83,29
Hem	6,80	14,77	5,35	10,91	17,68	10,49
Geik	4,08	10,83	4,04	4,14	2,80	3,45
Pirof	2,31	3,05	2,46	2,29	2,85	2,77

Tabela 1 G.2 – Análises de ilmenites em metagabro

Os dados que se seguem resultam de análises efectuadas em metagabro no sector de Antas (ANT-1-7).

ANT-1-7 :

\129; \130; \132 – Cristais junto e/ou a envolver piroxena.

NOTA: Fe³⁺ foi calculado com base na estequiometria das ilmenites.

Tabela 1 G.2 – Análises de ilmenites em metagabro

	ANT-1-7		
	(\129)	(\130)	(\132)
Óxidos - % de peso			
Al₂O₃	0,018	0,012	0,083
TiO₂	50,901	50,992	51,666
Cr₂O₃	0,000	0,027	0,000
V₂O₃	0,403	0,437	0,371
FeO^t	44,826	43,867	44,167
MnO	2,441	1,713	1,991
MgO	0,062	0,403	0,250
Total	98,651	97,449	98,528

Fórmula estrutural na base de 16 catiões

Ti	7,825	7,920	7,945
Al	0,004	0,003	0,020
V	0,066	0,072	0,061
Cr	0,000	0,004	0,000
Fe³⁺	0,280	0,080	0,029
Fe²⁺	7,383	7,496	7,524
Mn	0,423	0,300	0,345
Mg	0,019	0,124	0,076

Componentes moleculares

Ilm	92,70	94,17	94,53
Hem	1,76	0,50	0,18
Geik	0,24	1,56	0,96
Pirot	5,31	3,77	4,33

Tabela 1 H.1 – Análises de espinelas (s.l) em peridotitos

Os dados que se seguem resultam de análises efectuadas em werlitos no sector de Antas (ANT-1-2; ANT-1-4) e em dunitos serpentizados no sector de Santana (SAT-2).

ANT-1-2:

\101- Cristal no bordo de piroxena.

\104; \111; \105 – Cristais junto ou como inclusões nos bordos de olivinas.

\106 – Cristal da matriz metamórfica.

\110 – Cristal em fractura no interior de piroxena.

ANT-1-4:

\116; \118 – Cristais da matriz metamórfica.

SAT-2:

\120; \125; \126 – Cristais nos bordos pseudomorfose de olivina.

\121; \122 – Cristais da matriz metamórfica.

NOTA: Fe³⁺ foi calculado com base na estequiometria das espinelas (s.l).

Tabela 1 H.1 – Análises de espinelas (s.l) em peridotitos

	ANT-1-2					
	(\101)	(\104)	(\111)	(\105)	(\106)	(\110)
Óxidos - % de peso						
Al₂O₃	0,187	0,360	0,310	0,291	0,218	0,311
TiO₂	3,809	3,394	3,929	3,928	3,419	3,285
Cr₂O₃	10,383	12,179	12,628	13,026	10,571	11,343
V₂O₃	0,578	0,549	0,492	0,526	0,494	0,490
FeO[†]	79,444	77,358	77,617	75,923	80,193	80,060
MnO	0,250	0,337	0,350	0,321	0,287	0,294
MgO	0,331	0,376	0,338	0,335	0,374	0,367
Total	94,982	94,552	95,664	94,350	95,555	96,151

Fórmula estrutural na base de 24 cátions

Ti	0,871	0,779	0,893	0,906	0,777	0,742
Al	0,067	0,130	0,111	0,105	0,077	0,110
V	0,141	0,134	0,119	0,129	0,120	0,118
Cr	2,497	2,940	3,017	3,157	2,524	2,692
Fe³⁺	11,553	11,237	10,967	10,797	11,725	11,597
Fe²⁺	8,657	8,521	8,651	8,669	8,535	8,502
Mn	0,064	0,087	0,090	0,083	0,073	0,075
Mg	0,150	0,171	0,152	0,153	0,168	0,164

Componentes moleculares

Mgt	0,838	0,807	0,803	0,794	0,836	0,824
Esp s.s.	0,004	0,008	0,007	0,007	0,005	0,007
Crom	0,157	0,185	0,190	0,199	0,159	0,169

Tabela 1 H.1 – Análises de espinelas (s.l) em peridotitos (cont.)

	ANT-1-4		SAT-2				
	(\116)	(\118)	(\120)	(\125)	(\126)	(\121)	(\122)
Óxidos - % de peso							
Al₂O₃	0,300	0,587	11,507	6,479	1,898	0,000	0,298
TiO₂	2,154	5,123	4,445	6,934	3,872	0,437	0,169
Cr₂O₃	6,856	14,276	29,669	23,436	20,944	0,025	0,000
V₂O₃	0,496	0,556	0,496	0,669	1,185	0,021	0,706
FeO^t	82,742	72,950	45,713	57,055	65,341	91,565	88,137
MnO	0,276	0,568	2,465	2,745	1,925	0,129	0,024
MgO	0,456	0,351	1,058	0,668	0,268	0,406	1,490
Total	93,280	94,409	95,354	97,985	95,432	92,584	90,823
Fórmula estrutural na base de 24 cátions							
Ti	0,499	1,181	0,971	1,509	0,881	0,102	0,040
Al	0,109	0,212	3,939	2,210	0,677	0,000	0,110
V	0,123	0,137	0,116	0,155	0,287	0,005	0,176
Cr	1,670	3,460	6,810	5,360	5,009	0,006	0,000
Fe³⁺	13,100	9,830	3,194	5,257	8,265	15,785	15,635
Fe²⁺	8,218	8,873	7,906	8,548	8,267	7,881	7,341
Mn	0,072	0,147	0,606	0,673	0,493	0,034	0,006
Mg	0,209	0,160	0,458	0,288	0,121	0,187	0,692
Componentes moleculares							
Mgt	0,888	0,769	0,323	0,522	0,638	1,000	0,993
Esp s.s.	0,007	0,013	0,248	0,139	0,043	0,000	0,007
Crom	0,105	0,218	0,429	0,338	0,319	0,000	0,000

Tabela 1 H.2 – Análises de espinelas (s.l.) em metagabro

Os dados que se seguem resultam de análises efectuadas em metagabro no sector de Antas (ANT-1-7).

ANT-1-7 :

\133;– Cristal junto a piroxena.

\137 – Cristal da matriz metamórfica.

NOTA: Fe³⁺ foi calculado com base na estequiometria das espinelas (s.l.).

Tabela 1 H.2 – Análises de espinelas (s.l.) em metagabro

	ANT-1-7	
	(\133)	(\137)
Óxidos - % de peso		
Al₂O₃	0,031	0,003
TiO₂	0,086	0,173
Cr₂O₃	0,075	0,005
V₂O₃	0,157	0,261
FeO^t	93,831	93,000
MnO	0,048	0,047
MgO	0,000	0,001
Total	94,228	93,489

Fórmula estrutural na base de 24 cátions

Ti	0,020	0,040
Al	0,011	0,001
V	0,038	0,064
Cr	0,018	0,001
Fe³⁺	15,893	15,854
Fe²⁺	8,007	8,027
Mn	0,012	0,012
Mg	0,000	0,000

Componentes moleculares

Mgt	0,998	1,000
Esp s.s.	0,001	0,000
Crom	0,001	0,000

Tabela 1 I – Análises de serpentinas

Os dados que se seguem resultam de análises efectuadas em dunitos serpentinizados no sector de Santana (SAT-5; SAT-2).

SAT-5:

/68; /69; /70 – Cristais a alterarem olivinas.

SAT-2:

/66 – Cristal a alterar olivina.

Tabela 1 I – Análises de serpentinas

	SAT-5			SAT-2
	(/68)	(/69)	(/70)	(/66)
Óxidos - % de peso				
SiO₂	41,975	41,608	42,377	42,377
TiO₂	0,000	0,000	0,000	0,028
Al₂O₃	0,721	1,343	0,883	1,120
Cr₂O₃	0,000	0,000	0,004	0,035
FeO	7,683	7,707	7,888	7,552
MnO	0,223	0,196	0,146	0,170
MgO	35,226	34,462	34,711	35,492
CaO	0,003	0,018	0,021	0,004
Na₂O	0,006	0,011	0,003	0,005
K₂O	0,008	0,005	0,000	0,015
total	85,845	85,348	86,032	86,797

Fórmula estrutural na base de 9 (O,OH)

Si	2,035	2,028	2,049	2,029
Al^{iv}	0,000	0,000	0,000	0,000
Al^{vi}	0,041	0,077	0,050	0,063
Ti	0,000	0,000	0,000	0,001
Fe²⁺	0,312	0,314	0,319	0,302
Cr	0,000	0,000	0,000	0,001
Mn	0,009	0,008	0,006	0,007
Mg	2,546	2,504	2,501	2,533
Ca	0,000	0,001	0,001	0,000
Na	0,001	0,001	0,000	0,000
K	0,001	0,000	0,000	0,001
Fe/(Fe+Mg)	0,109	0,111	0,113	0,107

ANEXO 2 – Litogeoquímica

As análises de litogeoquímica foram realizadas nos Activation Laboratoires Ltd., em Ancaster, no Canadá, através de diferentes métodos analíticos, em diferentes fases. Alguns elementos menores (ex: Ba, Sr, Y, Zr, Sc e V) foram analisados por diferentes técnicas, não se detectando qualquer disparidade entre os resultados obtidos. Nestes casos, optou-se por utilizar os dados relativos ao método cujo limite de detecção é inferior.

Os dados provenientes do sector de S. Lourenço (relatórios 4396B, 4396C e 4396D) foram cedidos pelo Professor Doutor José M. Munhá. As amostras relativas a este sector (AF-3, AF-4, AF-12, AF-13, AF-14, AF-15, AF-16, AF-17, AF-18, AF-19, AF-20, AF-21 e AF-22) foram analisadas, em meados de Agosto de 1992, por ICP (“Inductively Coupled Plasma Spectrometry”) para SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, P₂O₅, Ba, Sr, V, Y, Zr e Ni, por XRF (“X Ray Fluorescence Spectrometry”) para Nb e Rb e INAA (“Instrumental Neutron Activation Analysis”) para Co, Cr, Hf, Ta, Sc, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu, U e Th, com os seguintes limites de detecção:

	%		ppm		ppm
SiO ₂	0.01	Sc	0.1	La	0.1
TiO ₂	0.01	V	1	Ce	1
Al ₂ O ₃	0.01	Cr	0.5	Nd	1
Fe ₂ O ₃	0.01	Co	0.1	Sm	0.1
MnO	0.01	Ni	1	Eu	0.05
MgO	0.01	Rb	2	Tb	0.1
CaO	0.01	Sr	1	Yb	0.05
Na ₂ O	0.01	Y	1	Lu	0.01
K ₂ O	0.01	Zr	1	Hf	0.2
P ₂ O ₅	0.01	Nb	2	Ta	0.3
		Ba	1	Th	0.1
				U	0.1

As amostras relativas ao sector de Oriola (OR-1-2, OR-1-3A, OR-1-3B, OR-2-1, OR-2-2, OR-2-3, OR-2-4, OR-2-5, OR-3-1, OR-3-2, OR-4-1, OR-4-2, OR-4-3, OR-4-4, OR-4-5, OR-4-6, O5-5-1, OR-5-2, OR-5-3, OR-5-5, OR-6-1, OR-7-1 e OR-8-1) foram analisadas em Fevereiro de 1998 (relatórios 14729 e 14729RPT), por técnica de fusão ICP (“Fusion – Inductively Coupled Plasma Emission Spectrometry”) para SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, P₂O₅, e Sc e por técnica de fusão ICP/MS (“Fusion – Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry”) para os restantes elementos, com os seguintes limites de detecção:

	%		ppm		ppm
SiO ₂	0.01	Sc	2	Nd	0.01
TiO ₂	0.01	V	5	Sm	0.01
Al ₂ O ₃	0.01	Cr	10	Eu	0.005
Fe ₂ O ₃	0.01	Co	0.5	Gd	0.01
MnO	0.01	Ni	10	Tb	0.01
MgO	0.01	Rb	0.1	Dy	0.01
CaO	0.01	Sr	0.01	Ho	0.01
Na ₂ O	0.01	Y	0.1	Er	0.01
K ₂ O	0.01	Zr	0.1	Tm	0.005
P ₂ O ₅	0.01	Nb	0.5	Yb	0.01
		Ba	0.1	Lu	0.002
		La	0.01	Hf	0.1
		Ce	0.01	Ta	0.01
		Pr	0.005	Th	0.05
				U	0.05

As análises relativas aos sectores de Vila Ruiva (VR-1-1, VR-1-2, VR-1-3, VR-1-6, VR-1-7, VR-1-8, VR-1-9, VR-1-10, VR-1-11, VR-1-12, VR-1-13, VR-1-14, VR-1-15, VR-1-16 e VR-1-18), de Santana (SAT-1, SAT-2, SAT-3, SAT-4, SAT-5, SAT-6, SAT-7, SAT-8 E SAT-9) e de Antas (ANT-1-2, ANT-1-3, ANT-1-4, ANT-1-5, ANT-1-6, ANT-1-7, ANT-1-8, ANT-1-9, ANT-1-10, ANT-2-1 e ANT-2-2) foram realizadas em Julho de 1999 (relatórios 17780, 17780B e 17780RPT). Em Dezembro de 2001 complementaram-se as análises para o sector de Antas, tendo-se analisado as amostras ANT-1-11, ANT-1-12, ANT-1-13 e ANT-2-3 (relatórios 26144, 26144B e 26144RPT). Os resultados das amostras analisadas para estes sectores foram obtidos por técnica de fusão

ICP (“Fusion – Inductively Coupled Plasma Emission Spectrometry”) para SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, P₂O₅, por INAA (“Instrumental Neutron Activation Analysis”) para Cr e Sc e por técnica de fusão ICP/MS (“Fusion – Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry”) para os restantes elementos, com os seguintes limites de detecção:

	%		ppm		ppm
SiO ₂	0.01	Sc	0.1	Nd	0.05
TiO ₂	0.01	V	5	Sm	0.01
Al ₂ O ₃	0.01	Cr	5	Eu	0.005
Fe ₂ O ₃	0.01	Co	1	Gd	0.01
MnO	0.01	Ni	20	Tb	0.01
MgO	0.01	Rb	1	Dy	0.01
CaO	0.01	Sr	2	Ho	0.01
Na ₂ O	0.01	Y	0.5	Er	0.01
K ₂ O	0.01	Zr	1	Tm	0.005
P ₂ O ₅	0.01	Nb	0.2	Yb	0.01
		Ba	3	Lu	0.002
		La	0.05	Hf	0.1
		Ce	0.05	Ta	0.01
		Pr	0.01	Th	0.05
				U	0.05

Seguidamente apresentam-se os resultados obtidos para os diferentes litótipos das Sequências Ofiolíticas Internas e os valores utilizados nas diferentes padronizações efectuadas ao longo deste estudo:

TABELA 2 A – Dunitos

TABELA 2 B – Werlitos

TABELA 2 C – Cumulados Piroxeníticos

TABELA 2 D – Metagabros

TABELA 2 E – Metabasaltos

TABELA 2 F - Padronizações

Tabela 2 A – Análises litogeoquímicas de dunitos

Os dados que se seguem correspondem aos dunitos analisados nos seguintes sectores:

Sector de Antas:

ANT-2-1

ANT-2-2

Sector de Santana:

SAT-2

SAT-3

SAT-5

SAT-9

Tabela 2 A – Análises litogeoquímicas de dunitos

	ANT-2-1	ANT-2-2	SAT-2	SAT-3	SAT-5	SAT-9
Óxidos de elementos maiores - % de peso						
SiO₂	35,76	37,03	36,94	36,65	36,97	36,96
Al₂O₃	4,50	3,98	3,96	4,11	4,05	4,11
Fe₂O₃	16,74	15,88	16,14	16,32	15,96	15,37
MnO	0,22	0,23	0,23	0,24	0,24	0,22
MgO	30,01	30,68	30,42	30,18	30,21	30,90
CaO	2,40	2,84	3,15	2,67	3,30	2,99
Na₂O	0,04	0,04	0,06	0,04	0,05	0,06
K₂O	0,05	0,02	0,02	0,02	n.d.	0,02
TiO₂	0,67	0,61	0,57	0,61	0,56	0,57
P₂O₅	0,09	0,08	0,09	0,09	0,08	0,10
P.R.	9,48	9,01	8,97	9,24	8,63	9,33
TOTAL	99,96	100,40	100,56	100,17	100,05	100,63
FeO^{tot}/(FeO^{tot}+MgO)	0,36	0,34	0,35	0,35	0,35	0,33
Elementos vestígiais - ppm						
Sc	22,4	19,9	19,3	19,2	19,1	18,8
Ti	4005	3675	3387	3675	3375	3441
V	113	111	105	109	108	107
Cr	1790	1630	1420	1370	1570	1560
Co	124	115	113	111	113	109
Ni	1010	904	883	915	861	862
Rb	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sr	7	9	9	8	9	12
Y	11,9	11,0	12,4	12,4	11,4	11,3
Zr	42	36	41	38	36	36
Nb	1,1	0,9	0,9	0,8	0,7	0,9
Ba	5	5	9	12	n.d.	10
La	1,88	1,65	2,16	2,24	2,00	2,06
Ce	5,07	4,44	5,73	6,07	5,22	5,39
Pr	0,75	0,64	0,82	0,86	0,73	0,76
Nd	4,10	3,57	4,36	4,55	3,91	4,12
Sm	1,32	1,19	1,37	1,47	1,34	1,28
Eu	0,57	0,45	0,61	0,61	0,54	0,53
Gd	1,64	1,45	1,64	1,70	1,57	1,65
Tb	0,31	0,27	0,30	0,33	0,29	0,29
Dy	1,98	1,83	1,89	1,99	1,85	1,85
Ho	0,43	0,39	0,44	0,45	0,41	0,40
Er	1,34	1,15	1,26	1,34	1,23	1,25
Tm	0,20	0,18	0,19	0,19	0,17	0,18
Yb	1,18	1,11	1,15	1,18	1,10	1,08
Lu	0,18	0,17	0,18	0,18	0,17	0,16
Hf	1,0	0,9	1,0	1,0	0,9	0,9
Ta	0,19	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,24
Th	0,15	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11
U	0,06	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.

Tabela 2 B – Análises litogeoquímicas de werlitos

Os dados que se seguem correspondem aos werlitos analisados no sector de Antas:

ANT-1-2

ANT-1-3

ANT-1-4

ANT-1-5

ANT-1-6

Tabela 2 B – Análises litogeoquímicas de werlitos

	ANT-1-2	ANT-1-3	ANT-1-4	ANT-1-5	ANT-1-6
Óxidos de elementos maiores - % de peso					
SiO₂	39,50	38,65	38,18	39,49	38,70
Al₂O₃	4,68	5,63	6,10	4,82	4,55
Fe₂O₃	17,24	15,73	17,51	15,89	17,54
MnO	0,27	0,24	0,25	0,27	0,24
MgO	30,18	30,34	26,50	30,92	30,37
CaO	2,81	2,06	3,16	3,18	2,11
Na₂O	0,06	0,07	0,10	0,05	0,09
K₂O	0,01	0,03	0,05	0,01	0,02
TiO₂	0,84	1,03	0,99	0,81	0,84
P₂O₅	0,13	0,15	0,15	0,14	0,13
P.R.	4,78	5,83	5,99	4,98	5,53
TOTAL	100,49	99,76	98,98	100,54	100,13
FeO^{tot}/(FeO^{tot}+MgO)	0,36	0,34	0,40	0,34	0,37
Elementos vestigiais - ppm					
Sc	21,0	24,2	25,7	20,9	22,0
Ti	5030	6175	5917	4874	5060
V	144	162	177	141	154
Cr	2210	2170	2120	2300	2670
Co	121	113	109	112	127
Ni	1020	1020	918	971	1010
Rb	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sr	25	37	37	81	63
Y	14,4	20,0	17,0	15,9	13,2
Zr	64	69	68	62	60
Nb	6,9	8,6	8,3	6,9	7,3
Ba	5	8	5	5	8
La	5,17	4,81	3,65	6,46	5,40
Ce	12,29	11,80	9,04	14,38	12,05
Pr	1,51	1,53	1,18	1,71	1,44
Nd	7,55	8,07	6,44	8,13	7,12
Sm	1,91	2,33	2,00	2,14	1,86
Eu	0,57	0,46	0,44	0,85	0,44
Gd	2,25	2,68	2,40	2,47	2,09
Tb	0,38	0,48	0,43	0,40	0,36
Dy	2,32	3,06	2,65	2,52	2,10
Ho	0,50	0,66	0,58	0,57	0,46
Er	1,58	2,09	1,76	1,67	1,38
Tm	0,22	0,31	0,26	0,23	0,20
Yb	1,47	1,98	1,70	1,44	1,23
Lu	0,22	0,29	0,25	0,20	0,20
Hf	1,5	1,6	1,5	1,4	1,4
Ta	0,52	0,62	0,59	0,48	0,52
Th	0,54	0,59	0,56	0,52	0,48
U	0,22	0,18	0,21	0,17	0,17

**Tabela 2 C – Análises litogeoquímicas de cumulos
piroxeníticos**

Os dados que se seguem correspondem aos cumulos piroxeníticos analisados no sector de Oriola:

OR-1-2

OR-1-3A

OR-1-3B

Tabela 2 C – Análises litogeoquímicas de cumulados piroxeníticos

	OR-1-2	OR-1-3A	OR-1-3B
Óxidos de elementos maiores - % de peso			
SiO₂	48,63	49,07	49,07
Al₂O₃	9,57	8,88	8,99
Fe₂O₃	12,09	11,84	11,83
MnO	0,22	0,23	0,23
MgO	10,35	11,13	11,07
CaO	13,72	13,89	13,91
Na₂O	1,73	1,60	1,60
K₂O	0,22	0,18	0,18
TiO₂	1,63	1,41	1,44
P₂O₅	0,14	0,11	0,11
P.R.	0,97	0,98	0,93
TOTAL	99,27	99,33	99,37
FeO^{tot}/(FeO^{tot}+MgO)	0,54	0,52	0,52
Elementos vestígiais - ppm			
Sc	74	78	77
Ti	9772	8453	8633
V	381	369	365
Cr	956	1076	1036
Co	42	43	43
Ni	92	108	119
Rb	4,4	3,4	3,5
Sr	100	84	86
Y	29	27	27
Zr	83	66	68
Nb	4,1	3,3	3,3
Ba	46,0	40,0	41,0
La	4,44	3,56	3,55
Ce	12,50	10,10	10,10
Pr	1,83	1,53	1,54
Nd	10,80	8,92	8,85
Sm	3,61	3,06	3,12
Eu	1,22	1,09	1,09
Gd	5,20	4,61	4,57
Tb	0,95	0,87	0,87
Dy	5,85	5,31	5,24
Ho	1,24	1,12	1,10
Er	3,74	3,48	3,43
Tm	0,55	0,50	0,49
Yb	3,46	3,16	3,13
Lu	0,52	0,47	0,46
Hf	2,4	2,0	2,0
Ta	0,24	0,19	0,20
Th	0,37	0,30	0,28
U	0,12	0,09	0,09

Tabela 2 D – Análises litogeoquímicas de metagabros

Os dados que se seguem correspondem aos metagabros analisados nos seguintes sectores:

Sector de Oriola:

OR-2-1

OR-2-2

OR-2-3

OR-2-4

OR-2-5

OR-3-1

OR-3-2

Sector de Antas:

ANT-1-7

ANT-1-8

ANT-1-9

ANT-1-10

Sector de Vila Ruiva:

AF-3

AF-4

Tabela 2 D – Análises litogeoquímicas de metagabros

	OR-2-1	OR-2-2	OR-2-3	OR-2-4	OR-2-5	OR-3-1	OR-3-2
Óxidos de elementos maiores - % de peso							
SiO₂	46,74	47,09	47,92	48,28	47,97	46,44	46,85
Al₂O₃	18,06	17,42	14,60	14,77	15,31	16,18	16,54
Fe₂O₃	11,41	11,12	11,46	11,50	11,51	12,55	12,50
MnO	0,18	0,18	0,21	0,19	0,20	0,20	0,21
MgO	6,96	7,29	8,26	8,28	7,89	8,02	7,81
CaO	11,50	11,42	12,21	12,07	12,11	11,62	11,11
Na₂O	2,34	2,44	2,37	2,51	2,55	2,17	2,56
K₂O	0,07	0,18	0,23	0,22	0,23	0,21	0,14
TiO₂	1,35	1,38	1,44	1,42	1,42	1,47	1,44
P₂O₅	0,13	0,15	0,13	0,14	0,13	0,22	0,14
P.R.	0,88	0,94	0,87	0,84	0,87	1,06	0,89
TOTAL	99,62	99,61	99,70	100,22	100,17	100,13	100,18
FeO^{tot}/(FeO^{tot}+MgO)	0,62	0,60	0,58	0,58	0,59	0,61	0,62
Elementos vestigiais - ppm							
Sc	30	32	50	49	46	36	35
Ti	8093	8273	8633	8513	8513	8813	8633
V	250	270	303	294	291	267	251
Cr	335	291	858	835	721	339	322
Co	43	42	42	41	44	42	45
Ni	153	129	128	184	132	174	134
Rb	1,1	4,3	2,7	2,4	2,7	5,6	2,9
Sr	172	173	205	221	229	159	159
Y	21	24	26	25	26	24	23
Zr	65	70	73	74	78	69	72
Nb	3,7	3,9	3,9	3,8	3,9	3,8	3,9
Ba	25	50	118	68	54	39	48
La	3,67	3,99	4,21	3,99	4,09	3,55	3,93
Ce	10,00	11,20	11,50	11,10	11,20	9,97	10,80
Pr	1,44	1,61	1,71	1,61	1,68	1,49	1,56
Nd	8,31	9,03	9,60	9,31	9,43	8,65	8,82
Sm	2,66	2,89	3,17	3,03	3,05	2,77	2,84
Eu	1,03	1,12	1,17	1,10	1,14	1,14	1,07
Gd	3,76	4,11	4,52	4,34	4,40	4,06	4,07
Tb	0,68	0,76	0,84	0,79	0,82	0,74	0,75
Dy	4,10	4,50	5,09	4,86	4,98	4,62	4,47
Ho	0,87	0,97	1,05	1,04	1,04	0,96	0,96
Er	2,66	2,99	3,27	3,14	3,24	2,96	2,94
Tm	0,38	0,42	0,46	0,46	0,47	0,44	0,42
Yb	2,46	2,76	2,94	2,92	2,97	2,74	2,73
Lu	0,36	0,41	0,44	0,43	0,45	0,41	0,40
Hf	1,8	1,9	2,1	2,1	2,2	1,9	2,0
Ta	0,21	0,23	0,22	0,22	0,23	0,22	0,23
Th	0,27	0,30	0,32	0,30	0,32	0,28	0,31
U	0,09	0,10	0,10	0,10	0,11	0,09	0,10

Tabela 2 D – Análises litogeoquímicas de metagabros (cont.)

	ANT-1-7	ANT-1-8	ANT-1-9	ANT-1-10	AF-3	AF4
Óxidos de elementos maiores - % de peso						
SiO₂	46,69	47,11	47,90	46,72	47,63	47,26
Al₂O₃	16,20	18,00	15,72	17,95	17,81	16,93
Fe₂O₃	8,77	10,04	10,35	9,49	8,49	12,37
MnO	0,15	0,38	0,38	0,37	0,17	0,22
MgO	7,96	6,58	7,93	6,21	6,71	4,40
CaO	10,81	11,93	12,05	12,00	11,37	8,51
Na₂O	3,00	1,46	2,02	1,92	3,27	3,93
K₂O	0,44	1,22	0,47	0,61	0,08	1,40
TiO₂	1,41	1,63	1,55	1,65	1,35	1,51
P₂O₅	0,21	0,23	0,21	0,24	0,20	0,18
P.R.	1,99	1,70	1,45	1,38	2,06	2,95
TOTAL	97,62	100,28	100,02	98,53	99,13	99,65
FeO^{tot}/(FeO^{tot}+MgO)	0,52	0,60	0,57	0,60	0,56	0,74
Elementos vestigiais - ppm						
Sc	50,7	45,4	56,3	52,2	36	40
Ti	8441	9754	9298	9898	8093	9052
V	233	239	253	229	215	196
Cr	763	572	1010	821	121	313
Co	30	50	34	43	35	33
Ni	113	92	124	127	73	156
Rb	12	35	14	16	14	51
Sr	275	213	281	298	317	389
Y	22,6	21,3	22,8	20,3	22	22
Zr	93	121	97	129	110	109
Nb	10,7	14,2	11,7	14,1	6	2
Ba	194	250	99	123	100	373
La	9,28	12,20	8,97	11,61	7,4	5,4
Ce	20,61	26,54	20,19	25,69	18	15
Pr	2,48	3,11	2,48	3,10		
Nd	11,90	14,55	12,22	14,48	12	11
Sm	3,22	3,45	3,30	3,50	3,1	3,3
Eu	1,19	1,18	1,09	1,06	1,14	1,17
Gd	3,56	3,69	3,53	3,64		
Tb	0,61	0,59	0,61	0,59	0,7	0,6
Dy	3,79	3,76	3,74	3,49		
Ho	0,83	0,76	0,80	0,73		
Er	2,32	2,18	2,32	2,02		
Tm	0,33	0,32	0,33	0,29		
Yb	2,04	2,05	2,08	1,88	2,06	2,46
Lu	0,30	0,30	0,30	0,27	0,33	0,38
Hf	2,2	2,8	2,2	3,0	2,3	2,5
Ta	0,87	1,08	0,79	1,02	0,5	0,5
Th	0,75	0,94	0,70	1,02	0,6	0,3
U	0,22	0,30	0,21	0,30	0,1	0,1

Tabela 2 E – Análises litogeoquímicas de metabasaltos

Os dados que se seguem correspondem aos metabasaltos analisados nos seguintes sectores:

Sector de Oriola:

OR-4-1; OR-4-2; OR-4-3; OR-4-4; OR-4-5
OR-4-6; OR-5-1; OR-5-2; OR-5-3; OR-5-5
OR-6-1; OR-7-1; OR-8-1;

Sector de Antas:

ANT-1-11; ANT-1-12
ANT-1-13; ANT-2-3

Sector de Vila Ruiva:

VR-1-1; VR-1-2; VR-1-3; VR-1-6; VR-1-7
VR-1-8; VR-1-9; VR-1-10; VR-1-11; VR-1-12
VR-1-13; VR-1-14; VR-1-15; VR-1-16 e VR-1-18

Sector de S. Lourenço:

AF-12, AF-13, AF-14, AF-15, AF-16, AF-17
AF-18, AF-19, AF-20, AF-21 e AF-22

Tabela 2 E – Análises litogeoquímicas de metabasaltos

	OR-4-1	OR-4-2	OR-4-3	OR-4-4	OR-4-5	OR-4-6	OR-5-1
Óxidos de elementos maiores - % de peso							
SiO₂	46,72	47,11	46,33	46,06	45,78	46,64	47,74
Al₂O₃	18,21	15,61	16,77	18,37	15,10	17,05	13,84
Fe₂O₃	8,82	10,27	10,19	8,96	10,76	10,02	13,56
MnO	0,15	0,18	0,21	0,15	0,21	0,17	0,21
MgO	7,65	7,71	7,22	8,17	8,85	8,18	6,48
CaO	12,60	13,94	13,89	13,38	14,08	12,38	10,83
Na₂O	2,96	2,33	3,03	2,15	1,83	2,79	3,41
K₂O	0,35	0,34	0,26	0,23	0,34	0,25	0,33
TiO₂	1,02	0,94	1,22	1,00	1,19	1,06	2,44
P₂O₅	0,11	0,07	0,11	0,08	0,11	0,09	0,31
P.R.	1,34	1,33	0,67	1,31	1,30	1,22	0,50
TOTAL	99,93	99,83	99,90	99,87	99,55	99,86	99,65
FeO^{tot}/(FeO^{tot}+MgO)	0,54	0,57	0,59	0,52	0,55	0,55	0,68

Elementos vestígiais - ppm

Sc	34	42	43	38	35	40	40
Ti	6115	5635	7314	5995	7134	6355	14628
V	194	247	253	215	212	223	352
Cr	304	434	381	397	736	380	56
Co	39	49	49	45	57	49	50
Ni	107	138	128	161	312	125	25
Rb	10	9	3	4	7	4	2
Sr	208	164	172	195	249	188	292
Y	16	21	25	20	23	21	34
Zr	59	46	71	53	61	55	185
Nb	4,7	1,8	1,8	2,4	5,2	2,1	17,0
Ba	71	89	57	85	112	90	51
La	4,20	2,03	2,68	2,56	4,61	2,26	15,80
Ce	10,50	5,88	8,51	7,24	11,00	6,90	37,50
Pr	1,41	0,97	1,33	1,15	1,58	1,15	4,71
Nd	7,72	5,95	8,65	6,86	8,98	7,14	24,20
Sm	2,24	2,19	3,06	2,31	2,84	2,54	6,15
Eu	0,85	0,84	1,21	0,93	1,21	0,98	2,04
Gd	3,08	2,93	3,92	2,98	3,52	3,28	6,48
Tb	0,54	0,61	0,77	0,62	0,71	0,67	1,20
Dy	3,30	3,82	4,87	3,83	4,46	4,09	7,02
Ho	0,67	0,81	1,03	0,79	0,89	0,86	1,42
Er	2,04	2,48	3,02	2,41	2,72	2,58	4,13
Tm	0,29	0,36	0,44	0,34	0,39	0,37	0,59
Yb	1,84	2,30	2,69	2,13	2,39	2,33	3,61
Lu	0,27	0,34	0,40	0,32	0,36	0,35	0,54
Hf	1,6	1,4	2,0	1,5	1,9	1,7	4,7
Ta	0,29	0,10	0,08	0,13	0,31	0,11	1,08
Th	0,36	0,14	0,11	0,17	0,38	0,15	1,27
U	0,13	0,18	0,07	0,07	0,12	0,06	0,42

Tabela 2 E – Análises litogeoquímicas de metabasaltos (cont.)

	OR-5-2	OR-5-3	OR-5-5	OR-6-1	OR-7-1	OR-8-1
Óxidos de elementos maiores - % de peso						
SiO₂	47,91	47,07	46,87	47,84	48,46	46,90
Al₂O₃	14,19	14,06	14,50	15,03	14,81	14,55
Fe₂O₃	13,24	13,78	13,44	12,90	12,36	12,85
MnO	0,20	0,21	0,19	0,22	0,20	0,22
MgO	6,70	6,21	6,32	6,91	6,09	6,83
CaO	11,19	11,52	11,29	9,63	11,26	13,57
Na₂O	3,15	2,92	2,95	4,17	3,78	1,19
K₂O	0,36	0,55	0,76	0,10	0,36	0,17
TiO₂	2,31	2,46	2,44	1,74	1,92	2,15
P₂O₅	0,31	0,31	0,30	0,17	0,27	0,21
P.R.	0,48	0,67	1,05	0,93	0,70	0,92
TOTAL	100,05	99,77	100,11	99,63	100,21	99,56
FeO^{tot}/(FeO^{tot}+MgO)	0,66	0,69	0,68	0,65	0,67	0,65
Elementos vestígiais - ppm						
Sc	42	41	45	48	36	46
Ti	13848	14748	14628	10431	11510	12889
V	326	347	389	325	277	327
Cr	40	23	29	178	76	145
Co	46	45	68	52	59	44
Ni	29	27	27	76	47	68
Rb	2	7	16	2	4	2
Sr	318	417	409	302	221	158
Y	31	34	37	35	24	39
Zr	168	179	177	109	149	137
Nb	17,0	17,0	17,0	5,5	16,0	8,1
Ba	63	92	206	43	97	247
La	14,70	14,80	16,30	5,81	12,80	7,88
Ce	34,50	35,40	38,00	15,40	30,10	20,40
Pr	4,36	4,52	4,93	2,32	3,83	2,99
Nd	22,30	23,10	25,00	13,20	18,70	16,90
Sm	5,51	5,80	6,28	4,11	4,58	5,17
Eu	1,85	1,94	2,48	1,54	1,36	1,83
Gd	5,89	6,26	6,84	5,21	4,62	6,28
Tb	1,07	1,15	1,29	1,04	0,85	1,24
Dy	6,33	6,72	7,67	6,44	4,90	7,43
Ho	1,28	1,36	1,51	1,34	0,98	1,55
Er	3,66	3,96	4,44	4,13	2,95	4,61
Tm	0,52	0,56	0,59	0,58	0,41	0,67
Yb	3,20	3,46	3,60	3,67	2,59	4,17
Lu	0,47	0,51	0,52	0,56	0,38	0,62
Hf	4,2	4,5	4,5	3,0	3,7	3,7
Ta	1,05	1,06	1,10	0,34	0,99	0,49
Th	1,23	1,24	1,33	0,38	1,12	0,56
U	0,40	0,41	0,54	0,12	0,32	0,23

Tabela 2 E – Análises litogeoquímicas de metabasaltos (cont.)

	ANT-1-11	ANT-1-12	ANT-1-13	ANT-2-3
Óxidos de elementos maiores - % de peso				
SiO₂	48,36	48,08	48,95	47,00
Al₂O₃	14,65	15,08	15,94	16,05
Fe₂O₃	10,38	11,30	10,99	10,19
MnO	0,17	0,30	0,18	0,33
MgO	7,08	7,07	6,30	9,28
CaO	13,01	12,01	9,30	12,41
Na₂O	2,05	2,22	4,18	1,86
K₂O	0,39	0,23	0,23	0,15
TiO₂	1,99	1,55	2,09	1,59
P₂O₅	0,30	0,28	0,28	0,17
P.R.	1,28	1,04	1,61	0,83
TOTAL	99,66	99,12	100,05	98,85
FeO^{tot}/(FeO^{tot}+MgO)	0,59	0,62	0,64	0,52

Elementos vestígias - ppm

Sc	34	32	39	40
Ti	11942	9496	12554	9508
V	305	241	321	277
Cr	402	410	240	492
Co	33	54	46	49
Ni	165	179	109	224
Rb	10	7	5	3
Sr	588	235	181	181
Y	34	23	33	26
Zr	143	114	149	96
Nb	22,7	22,7	19,7	6,1
Ba	119	64	88	45
La	19,80	19,30	15,40	4,06
Ce	43,30	40,50	37,00	12,90
Pr	5,04	4,52	4,47	1,90
Nd	23,00	19,60	20,70	10,30
Sm	5,62	4,26	5,27	3,15
Eu	1,93	1,50	1,85	1,09
Gd	5,97	4,35	6,09	4,03
Tb	1,05	0,71	1,06	0,74
Dy	6,32	4,15	6,24	4,74
Ho	1,25	0,81	1,26	1,03
Er	3,59	2,50	3,73	3,12
Tm	0,53	0,35	0,54	0,47
Yb	3,25	2,18	3,19	2,90
Lu	0,48	0,33	0,49	0,46
Hf	3,6	2,8	3,7	2,6
Ta	1,42	1,64	1,10	0,17
Th	1,65	1,96	1,22	0,22
U	0,46	0,34	0,41	0,06

Tabela 2 E – Análises litogeoquímicas de metabasaltos (cont.)

	VR-1-1	VR-1-2	VR-1-3	VR-1-6	VR-1-7	VR-1-8	VR-1-9
Óxidos de elementos maiores - % de peso							
SiO₂	45,93	46,72	47,37	45,42	44,78	45,88	43,88
Al₂O₃	16,59	12,81	15,59	15,11	13,68	15,92	15,50
Fe₂O₃	9,95	12,58	9,97	11,08	11,48	12,97	11,01
MnO	0,17	0,21	0,17	0,22	0,18	0,19	0,19
MgO	7,91	12,75	8,53	7,09	6,01	3,45	4,74
CaO	9,09	4,77	6,27	6,26	9,77	5,96	10,91
Na₂O	3,40	2,26	3,63	3,95	3,11	6,04	3,65
K₂O	0,17	0,04	0,56	0,23	0,05	0,37	0,07
TiO₂	1,98	2,05	1,95	2,52	2,13	1,83	2,33
P₂O₅	0,32	0,32	0,32	0,37	0,28	0,20	0,38
P.R.	3,84	5,58	3,59	8,42	7,41	5,17	6,03
TOTAL	99,36	100,08	97,95	100,67	98,85	97,96	98,68
FeO^{tot}/(FeO^{tot}+MgO)	0,56	0,50	0,54	0,61	0,66	0,79	0,70
Elementos vestígiais - ppm							
Sc	31	34	31	38	43	47	33
Ti	11888	11296	11696	15083	12745	10953	13974
V	244	261	241	317	307	209	272
Cr	261	514	271	207	42	222	94
Co	37,6	63,1	35,3	37,5	38,3	55,3	35,1
Ni	115	291	94	100	49	106	56
Rb	2	n.d.	11	10	n.d.	7	n.d.
Sr	296,28	59,84	155,85	136,86	142,61	167,59	134,69
Y	24,0	28,7	23,6	37,4	30,5	34,1	28,5
Zr	145,8	148,6	143,4	172,4	160,1	115,8	171,4
Nb	22,2	21,9	21,6	25,5	12,9	2,7	24,6
Ba	140,5	17,7	554,5	448,7	119,6	139,6	13,1
La	16,20	17,53	15,52	19,17	13,59	4,33	19,70
Ce	34,17	37,51	33,20	40,56	31,49	12,79	41,76
Pr	3,90	5,01	3,83	4,80	3,88	2,07	4,89
Nd	18,15	21,46	17,79	22,57	18,59	12,02	22,48
Sm	4,47	5,60	4,24	5,99	5,01	4,26	5,51
Eu	1,51	1,91	1,47	1,90	1,81	1,59	1,88
Gd	4,54	5,54	4,60	6,37	5,35	4,92	5,74
Tb	0,71	0,94	0,70	1,07	0,86	0,95	0,91
Dy	4,21	5,78	4,12	6,42	5,34	5,91	5,09
Ho	0,84	1,18	0,85	1,37	1,11	1,25	1,04
Er	2,46	3,44	2,39	3,94	3,21	3,68	2,97
Tm	0,34	0,48	0,33	0,56	0,44	0,51	0,40
Yb	2,06	3,15	1,98	3,44	2,77	3,22	2,47
Lu	0,29	0,45	0,28	0,50	0,39	0,45	0,34
Hf	3,3	3,9	3,2	4,1	3,6	2,8	4,1
Ta	1,72	1,55	1,65	1,82	0,99	0,15	1,91
Th	1,44	1,77	1,40	1,71	0,91	0,17	1,70
U	0,42	0,47	0,41	0,59	0,33	0,11	0,55

Tabela 2 E – Análises litogeoquímicas de metabasaltos (cont.)

	VR-1-10	VR-1-11	VR-1-12	VR-1-13	VR-1-14	VR-1-16	VR-1-18
Óxidos de elementos maiores - % de peso							
SiO₂	45,08	44,63	44,53	44,35	49,87	43,89	43,56
Al₂O₃	17,25	14,77	15,23	13,60	12,95	14,37	14,96
Fe₂O₃	10,28	9,83	10,60	11,81	10,35	9,97	10,90
MnO	0,18	0,21	0,24	0,22	0,26	0,15	0,24
MgO	7,84	6,25	7,35	10,10	7,03	5,65	7,36
CaO	8,45	7,80	6,70	7,90	6,62	11,14	6,81
Na₂O	3,53	3,64	3,55	2,59	2,72	2,76	3,45
K₂O	0,17	0,49	0,06	0,08	0,19	0,28	0,32
TiO₂	2,09	1,96	2,18	2,38	2,12	1,78	2,34
P₂O₅	0,41	0,32	0,37	0,38	0,28	0,33	0,35
P.R.	4,15	8,56	7,26	5,17	7,45	9,33	9,29
TOTAL	99,44	98,44	98,07	98,57	99,84	99,65	99,57
FeO^{tot}/(FeO^{tot}+MgO)	0,57	0,61	0,59	0,54	0,60	0,64	0,60
Elementos vestigiais - ppm							
Sc	32	36	41	34	34	41	39
Ti	12554	11726	13051	14256	12727	10395	14046
V	259,0	259,2	276,0	281,4	204,3	253,2	290,6
Cr	283	221	237	331	336	343	238
Co	37,4	31,7	32,7	50,0	40,4	34,8	34,2
Ni	104	86	88	182	164	120	98
Rb	n.d.	14	n.d.	n.d.	5	8	11
Sr	296,54	101,90	114,64	199,36	104,98	260,54	176,19
Y	25,7	32,6	35,5	33,3	29,0	27,8	34,9
Zr	150,5	159,9	175,0	173,9	168,2	145,4	157,1
Nb	23,1	16,2	18,6	24,9	19,2	38,8	23,7
Ba	105,3	171,9	16,0	44,7	131,5	1110,0	505,8
La	16,73	14,93	16,47	19,65	24,41	27,78	19,68
Ce	35,72	32,88	36,17	42,08	49,62	54,05	41,08
Pr	4,11	3,96	4,36	4,93	5,47	5,69	4,79
Nd	19,11	19,02	20,08	22,94	23,65	23,90	22,31
Sm	4,66	4,94	5,31	5,78	5,34	5,33	5,66
Eu	1,64	1,70	1,87	2,01	1,59	1,78	1,77
Gd	4,93	5,47	5,81	6,18	5,41	5,50	6,11
Tb	0,74	0,90	0,99	0,98	0,85	0,79	0,99
Dy	4,42	5,46	6,00	5,77	4,97	4,75	5,96
Ho	0,90	1,19	1,28	1,19	1,01	1,01	1,29
Er	2,56	3,55	3,80	3,37	3,03	2,97	3,69
Tm	0,35	0,49	0,54	0,46	0,43	0,43	0,53
Yb	2,18	3,01	3,42	2,82	2,83	2,64	3,24
Lu	0,31	0,43	0,48	0,39	0,43	0,37	0,46
Hf	3,4	3,8	3,9	3,8	3,8	3,4	3,8
Ta	1,63	1,22	1,37	1,82	1,37	2,76	1,78
Th	1,45	1,11	1,27	1,64	3,10	2,87	2,22
U	0,45	0,47	0,47	0,43	0,84	0,65	0,62

Tabela 2 E – Análises litogeoquímicas de metabasaltos (cont.)

	SAT-1	SAT-4	SAT-6	SAT-7	SAT-8
Óxidos de elementos maiores - % de peso					
SiO₂	49,14	44,07	43,58	48,69	49,91
Al₂O₃	13,52	15,36	14,09	15,26	14,93
Fe₂O₃	12,99	13,93	15,23	11,41	11,10
MnO	0,19	0,28	0,22	0,20	0,21
MgO	5,81	7,36	6,68	5,18	5,27
CaO	6,55	7,70	7,24	9,36	8,76
Na₂O	3,26	2,58	2,69	3,56	3,88
K₂O	0,60	0,25	0,32	0,25	0,29
TiO₂	2,47	2,07	2,97	2,12	2,03
P₂O₅	0,32	0,21	0,36	0,26	0,28
P.R.	4,56	5,16	4,68	2,61	2,46
TOTAL	99,42	98,97	98,05	98,91	99,14
FeO^{tot}/(FeO^{tot}+MgO)	0,69	0,65	0,70	0,69	0,68
Elementos vestígiais - ppm					
Sc	46	50	55	47	45
Ti	14820	12482	17823	12727	12182
V	350	319	388	298	284
Cr	124	226	155	126	122
Co	54,9	46,1	59,9	43,5	48,7
Ni	75	85	80	75	67
Rb	21	7	10	6	7
Sr	102,44	212,06	124,74	262,71	223,16
Y	39,0	35,7	49,7	31,4	30,1
Zr	173,0	126,8	195,7	151,6	145,1
Nb	9,1	5,2	10,4	9,3	9,1
Ba	218,2	97,4	149,3	87,1	99,0
La	9,73	6,86	11,01	9,81	9,40
Ce	25,79	18,27	29,21	25,44	24,35
Pr	3,49	2,52	3,99	3,32	3,20
Nd	18,27	13,67	21,12	16,98	16,27
Sm	5,26	4,35	6,41	4,68	4,55
Eu	1,95	1,69	2,32	1,72	1,65
Gd	6,05	5,02	7,30	5,16	4,98
Tb	1,06	0,94	1,28	0,88	0,85
Dy	6,66	5,98	7,97	5,42	5,28
Ho	1,41	1,31	1,73	1,16	1,12
Er	4,06	3,85	5,04	3,27	3,18
Tm	0,56	0,55	0,68	0,47	0,45
Yb	3,53	3,37	4,29	2,84	2,81
Lu	0,50	0,49	0,60	0,38	0,37
Hf	4,1	3,2	4,6	3,4	3,3
Ta	0,72	0,46	0,83	0,80	0,68
Th	0,61	0,35	0,68	0,61	0,60
U	0,25	0,14	0,27	0,28	0,23

Tabela 2 E – Análises litogeoquímicas de metabasaltos (cont.)

	AF-12	AF-13	AF-14	AF-15	AF-16	AF-17
Óxidos de elementos maiores - % de peso						
SiO₂	45,75	44,22	45,47	46,08	46,08	47,26
Al₂O₃	19,03	18,85	16,88	14,92	16,62	19,14
Fe₂O₃	9,79	8,96	9,00	9,98	11,56	11,75
MnO	0,14	0,14	0,14	0,17	0,16	0,15
MgO	4,68	5,87	4,49	4,57	9,47	4,37
CaO	10,75	10,99	11,77	13,14	7,25	7,39
Na₂O	3,93	3,50	2,85	3,44	3,80	3,23
K₂O	0,10	0,10	0,16	0,08	0,12	1,58
TiO₂	1,71	1,72	1,64	1,99	1,43	1,36
P₂O₅	0,26	0,24	0,24	0,28	0,16	0,14
P.R.	4,38	5,29	6,63	7,12	2,83	2,39
TOTAL	100,52	99,88	99,27	100,75	99,46	98,75
FeO^{tot}/(FeO^{tot}+MgO)	0,68	0,60	0,67	0,69	0,55	0,73
Elementos vestigiais - ppm						
Sc	35	36	33	39	35	44
Ti	10251	10311	9832	11930	8573	8153
V	248	249	236	284	214	147
Cr	123	123	113	132	803	378
Co	40	35	37	40	65	37
Ni	55	76	66	58	437	128
Rb	12	14	15	13	12	82
Sr	614	430	453	448	330	354
Y	26	24	22	28	22	16
Zr	138	133	125	147	96	89
Nb	8	8	7	8	2	2
Ba	275	58	461	92	56	512
La	9,7	9,4	8,8	10,4	3,7	3,7
Ce	22	22	22	25	11	9
Pr						
Nd	14	13	13	15	8	7
Sm	3,8	3,7	3,5	4,3	3,0	2,4
Eu	1,40	1,36	1,29	1,40	1,03	0,87
Gd						
Tb	0,8	0,8	0,8	0,9	0,7	0,6
Dy						
Ho						
Er						
Tm						
Yb	2,46	2,41	2,31	2,75	2,47	1,98
Lu	0,39	0,38	0,38	0,43	0,39	0,32
Hf	2,8	2,8	2,7	3,1	2,1	2,1
Ta	0,8	0,7	1,0	0,8	0,9	0,3
Th	0,7	0,8	0,7	0,9	0,1	0,3
U	0,3	0,4	0,3	0,3	0,2	0,1

Tabela 2 E – Análises litogeoquímicas de metabasaltos (cont.)

	AF-18	AF-19	AF-20	AF-21	AF-22
Óxidos de elementos maiores - % de peso					
SiO₂	48,42	46,42	48,49	49,45	49,27
Al₂O₃	16,45	20,95	14,77	15,92	16,76
Fe₂O₃	10,55	11,69	12,54	9,83	10,83
MnO	0,15	0,16	0,28	0,16	0,18
MgO	9,48	4,70	7,49	8,31	6,52
CaO	7,53	7,04	10,48	7,38	9,86
Na₂O	4,30	3,44	2,88	4,84	3,88
K₂O	0,04	1,44	0,30	0,18	0,20
TiO₂	1,44	1,65	2,04	1,43	1,91
P₂O₅	0,18	0,30	0,20	0,14	0,24
P.R.	2,43	3,03	0,92	2,08	1,30
TOTAL	100,95	100,83	100,39	99,73	100,95
FeO^{tot}/(FeO^{tot}+MgO)	0,53	0,71	0,63	0,54	0,62
Elementos vestígiais - ppm					
Sc	38	35	40	37	33
Ti	8633	9892	12230	8573	11450
V	212	149	296	206	240
Cr	670	330	115	592	171
Co	51	45	49	53	45
Ni	278	126	78	295	115
Rb	13	59	16	15	13
Sr	253	391	181	225	345
Y	24	26	32	26	30
Zr	114	182	132	103	147
Nb	3,0	21,0	3,6	2,2	7,9
Ba	52	528	105	79	62
La	5,8	22,9	8,2	3,6	11,0
Ce	16,0	47,0	23,0	11,0	26,0
Pr					
Nd	11,0	26,0	16,0	10,0	16,0
Sm	3,10	6,00	4,00	2,90	4,00
Eu	1,13	2,20	1,49	1,22	1,58
Gd					
Tb	0,80	1,00	0,80	0,70	0,90
Dy					
Ho					
Er					
Tm					
Yb	2,23	2,62	2,95	2,43	2,98
Lu	0,35	0,43	0,44	0,38	0,40
Hf	2,40	4,20	2,90	2,10	3,10
Ta	0,30	1,60	0,30	0,80	0,90
Th	0,50	2,10	0,50	0,20	0,80
U	0,10	0,60	0,50	0,10	0,40

Tabela 2 F – Padronizações

Os valores que se seguem correspondem aos valores de condrito, N-MORB, E-MORB, segundo Sun & McDonough (1989) e manto primordial, segundo McDonough *et al.*, (1989), utilizados ao longo deste estudo.

Tabela 2 F – Valores de referência

	Manto			
	Condrito	Primordial	MORB-N	MORB-E
Elementos vestígiais - ppm				
Ti	445	1300	7600	6000
Rb	2,32	0,635	0,56	5,04
Sr	7,26	2,11	90	155
Y	1,57	4,55	28	22
Zr	3,87	11,2	74	73
Nb	0,246	0,713	2,33	8,3
Ba	2,41	6,989	6,3	57
La	0,237	0,687	2,5	6,3
Ce	0,612	1,775	7,5	15
Pr	0,095	0,276	1,32	2,05
Nd	0,467	1,354	7,3	9
Sm	0,153	0,444	2,63	2,6
Eu	0,058	0,168	1,02	0,91
Gd	0,2055	0,596	3,68	2,97
Tb	0,0374	0,108	0,67	0,53
Dy	0,254	0,737	4,55	3,55
Ho	0,0566	0,164	1,01	0,79
Er	0,1655	0,48	2,97	2,31
Tm	0,0255	0,074	0,456	0,356
Yb	0,17	0,493	3,05	2,37
Lu	0,0254	0,074	0,455	0,354
Hf	0,1066	0,309	2,05	2,03
Ta	0,014	0,041	0,132	0,47
Th	0,029	0,085	0,12	0,6
U	0,008	0,021	0,047	0,18

ANEXO 3 – Amostragem

Para a realização deste estudo foram colhidas cerca de 150 amostras. A amostragem incidiu essencialmente sobre as rochas básicas e ultrabásicas dos diferentes sectores, embora tenham-se amostradas, também, rochas das formações encaixantes às Sequências Ofiolíticas Internas.

Seguidamente apresenta-se a listagem de amostras e mapas de amostragem ou de estações para os diferentes sectores.

Sector de Oriola

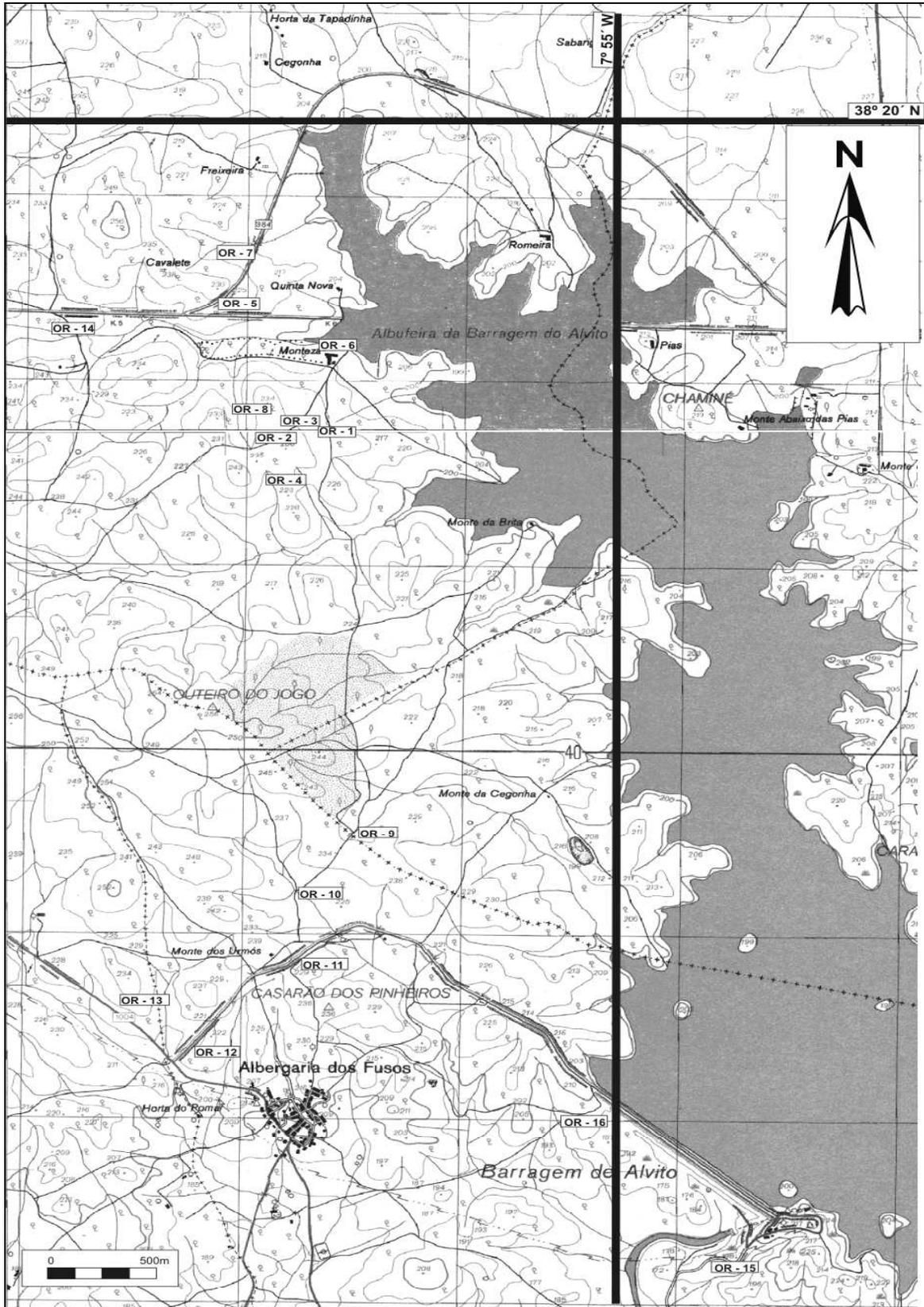
No sector de Oriola foram colhidas 51 amostras, essencialmente em afloramento. Cada amostra é identificada pela simbologia OR – X – W, em que OR representa Oriola, X representa o nº da estação e W corresponde ao nº de amostra colhida na referida estação.

Listagem de Amostras:

- OR – 1-1 a OR –1-5: Cumulados piroxeníticos.
- OR – 2-1 a OR – 2-4: Metabasaltos.
- OR – 2-5: Metagabro junto ao metabasaltos da estação 2.
- OR – 3-1 a OR – 3-6: Metagabros.
- OR – 4-1 a OR – 4-12: Metabasaltos; 4-1 e 4-5 são porfiríticos.
- OR – 5-1 a OR – 5-6: Metabasaltos metassomatizados.
- OR – 6-1: Metabasalto.
- OR – 7-1 a OR – 7-2: Metabasaltos porfiríticos.
- OR – 8-1: Metabasalto porfirítico.
- OR – 9-1 a OR 9-3: Anfibolitos *s.l.*
- OR – 10-1: Anfibolito *s.l.*
- OR – 11-1 a OR – 11-2: Xistos Verdes bastante alterados.
- OR – 12-1: Anfibolito *s.l.*
- OR – 13-1 a OR – 13-5: Anfibolitos com intensa blastése de albite.
- OR – 14-1: Gnaisse félsico.
- OR – 15-1 e OR – 15-2: Anfibolito *s.l.*
- OR – 16-1: Anfibolito *s.l.*

As amostras OR - 2-2, OR - 2-3, OR - 3-3, OR - 3-5, OR - 3-6, OR - 4-1, OR - 4-5 e OR - 4-8 a OR - 4-12 foram colhidos em despedrega. Todas as restantes foram colhidas em afloramento.

Mapa de Estações do Sector de Oriola



Sector de Vila Ruiva

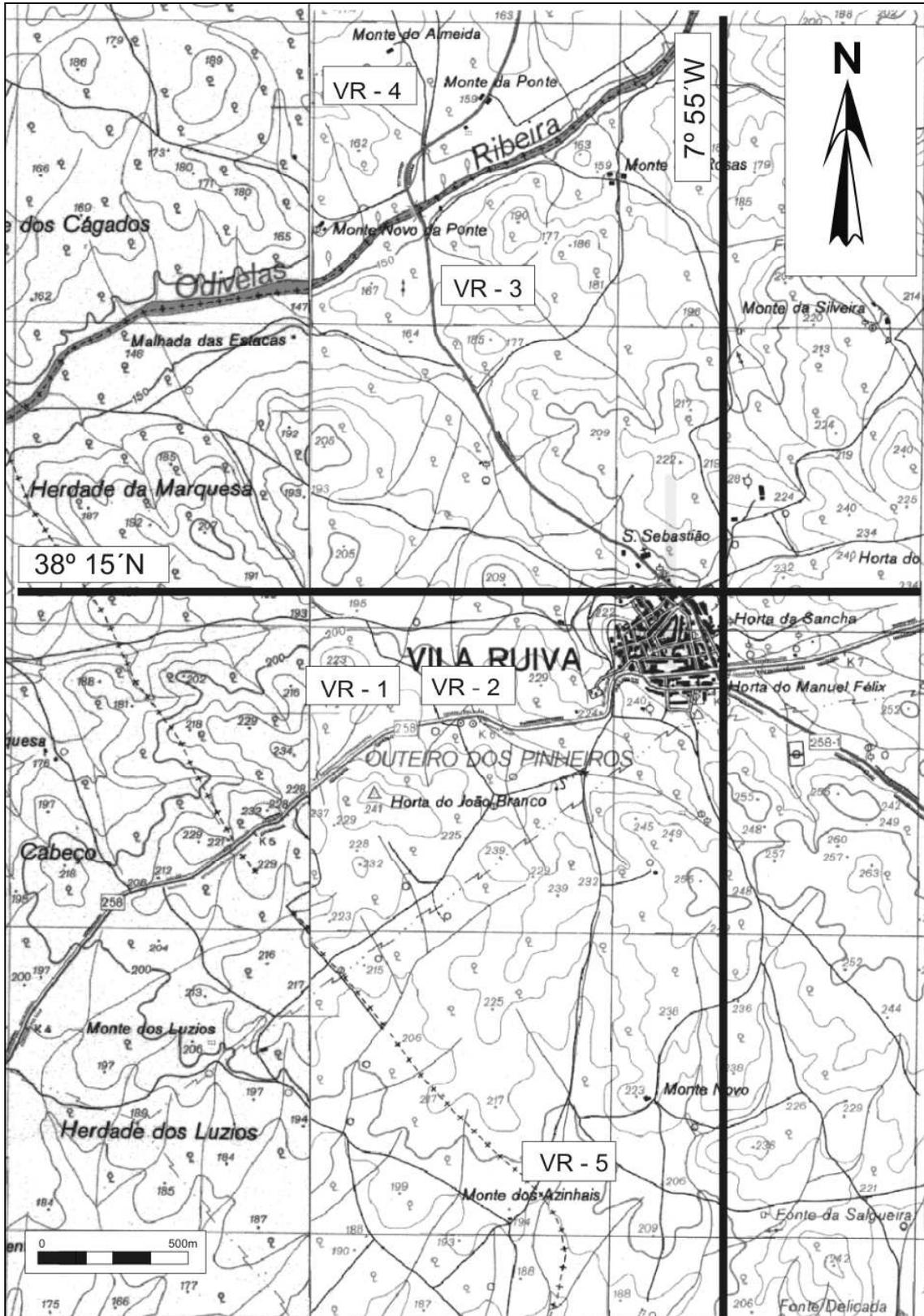
A nomenclatura utilizada na identificação das amostras do sector de Vila Ruiva é semelhante à utilizada no sector de Oriola, ou seja, VR – X – W (VR de Vila Ruiva, X n.º da estação e W no de amostra na referida estação). A amostragem centrou-se, essencialmente, na estação nº 1 que se localiza nas duas vertentes (norte e sul) do Aterro Sanitário de Vila Ruiva.

Listagem de Amostras

- VR – 1-1 a VR – 1-4, VR – 1-6 e VR – 1-17: Metabasaltos porfíricos.
- VR – 1-5 e VR – 1-14 a VR – 1-16: Metabasaltos cortados por veios de epidoto.
- VR – 1-7 a VR – 1-10: Metabasaltos de grão fino.
- VR – 1-11 a VR – 1-13: Metabasaltos com acentuada blastése de albite.
- VR – 1-18 a VR – 1-20: Micaxistos.
- VR – 2-1: Mármore dolomitizado.
- VR – 3-1 a VR – 3-4: Anfibolitos *s.l.* com intensa blastése de albite.
- VR – 4-1 e VR – 4-2: Anfibolitos *s.l.*

As amostras VR – 1-1 a VR – 1-13 e VR – 1-20 foram colhidas na vertente norte do Aterro Sanitário, enquanto que VR – 1-14 a VR – 1-19 foram colhidas na vertente sul. As amostras VR – 1-6, VR – 1-10; VR – 1-12 e VR – 1-17 foram colhidas a partir de blocos junto às vertentes. As amostras da estação VR – 4 foram recolhidas em despedrega. Todas as restantes foram amostradas em afloramento.

Mapa de estações do Sector de Vila Ruiva



Sector de Antas

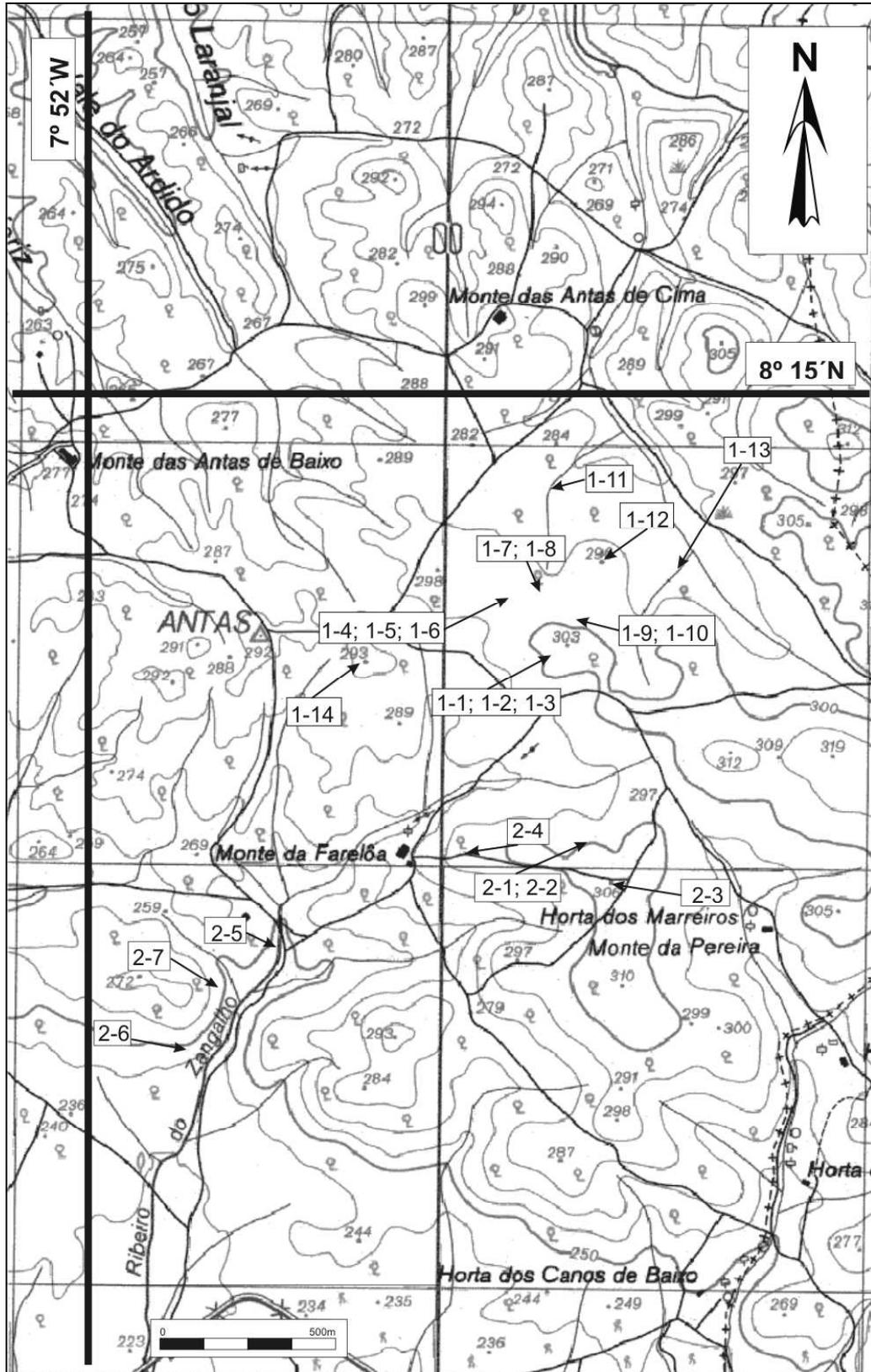
No sector de Antas foram colhidas 21 amostras representativas das diferentes litologias. A nomenclatura utilizada na identificação das amostras (ANT – X – W) traduz o nome do sector Antas, a proveniência das amostras relativamente às manchas de ultrabásicas (X) localizadas a norte (símbolo 1) ou a sul (símbolo 2) e o n.º de amostras colhidas num mesmo afloramento (W).

Listagem de amostras

- ANT – 1-1 a ANT – 1-6, ANT – 2-1 e ANT – 2-2: Ultrabásicas.
- ANT – 1-7 e ANT – 1-9: Metagabros.
- ANT – 1-8 e ANT – 1-10: Metagabros cortados por diques.
- ANT – 1-11, ANT – 1-13 e ANT – 2-4: Metabasaltos.
- ANT – 1-12 e ANT – 2-3: Metabasaltos porfíricos.
- ANT – 2-5: Granodiorito.
- ANT – 2-6: Corneana.
- ANT – 2-7: Micaxisto.

As amostras de rochas ultrabásicas (ANT – 2-1, ANT – 2-2 e ANT – 1-1 a ANT – 1-6) foram colhidas em blocos no interior de depressões resultantes de antigas explorações de amianto. As amostras ANT – 2-1 e ANT – 2-2 encontram-se fortemente serpentinizadas. ANT – 1-8 e ANT – 1-9 foram colhidas em despedrega localizada junto ao afloramento de metagabros.

Mapa de Amostragem do Sector de Antas



Sector de Santana

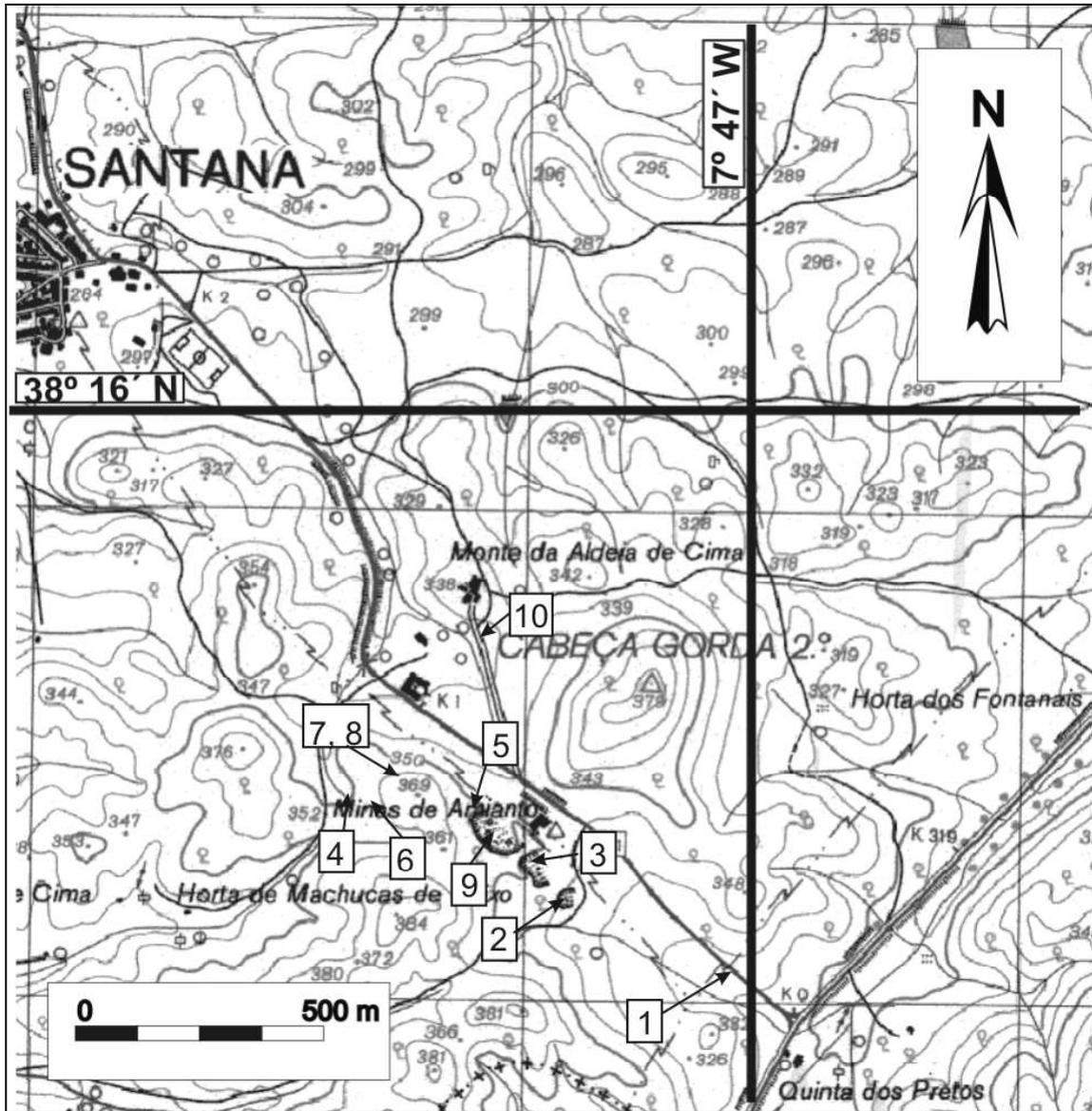
No sector de Santana a amostragem centralizou-se essencialmente na antiga mina de amianto e nas rochas básicas envolventes. Utilizou-se a nomenclatura SAT – W, que corresponde a identificação do sector (SAT de Santana) e ao n.º de amostra recolhida.

Listagem de Amostras

- SAT–2, SAT–3, SAT– e SAT–9: Ultrabásicas (dunitos) serpentinizadas.
- SAT–1, SAT–4, SAT–6, SAT–7 e SAT–8: Metabasaltos (xistos verdes) essencialmente porfíricos.
- SAT–10: Anfibolito *s.l.*

As amostras de rochas ultrabásicas (SAT–2; SAT–3; SAT–5 e SAT–9) foram colhidas em blocos soltos, pouco alterados, junto às vertentes da antiga mina. Os metabasaltos com as referências (SAT–1; SAT–4; SAT–6) foram colhidos em afloramento, enquanto que os restantes (SAT–7 e SAT–8) foram amostrados a partir de blocos em despedrega.

Mapa de Amostragem do Sector de Santana



Sector de São Lourenço

Neste trabalho foram utilizadas 15 amostras de rochas relativas ao Sector de São Lourenço. Estas foram colhidas e gentilmente cedidas pelo Professor Doutor Alexandre Araújo. A localização e descrição das amostras encontra-se detalhadamente descrita na sua Tese de Doutoramento (Araújo, 1995).

Listagem de Amostras:

- AF-3 e AF-4: Metagabros tipo “flasergabros”.
- AF-12 a AF-15: Metabasaltos porfíricos.
- AF-11 e AF-16 a AF-23: Metabasaltos.