

OFIOLITOS E METAMORFISMO DE ALTA PRESSÃO

J. Pedro ⁽¹⁾, A. Araújo ⁽²⁾, P. Fonseca ⁽³⁾, J. Munhá ⁽⁴⁾

⁽¹⁾ Dep. Geociências, Univ. Évora, Portugal, Centro de Geologia de Lisboa.

⁽²⁾ Dep. Geociências da Univ. Évora: Centro de Geofísica de Évora.

⁽³⁾ LATTEX, Departamento de Geologia, Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa, Campo Grande, Edifício C6, 1700, Lisboa, Portugal

⁽⁴⁾ Centro de Geologia, Departamento de Geologia, Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa, Campo Grande, Edifício C6, 1700, Lisboa, Portugal.

jpedro@uevora.pt, aaraujo@uevora.pt, gpetfons@fc.ul.pt, jmunha@fc.ul.pt



1. INTRODUÇÃO

A Zona de Ossa-Morena encontra-se limitada meridionalmente pelo Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches, que materializa a sutura varisca, entre a Zona de Ossa-Morena e a Zona Sul-Portuguesa, (Munhá *et al*, 1986; Crespo-Blanc & Orozco, 1988; Quesada *et al*, 1994; Araújo, 1995; Fonseca, 1995; Fonseca *et al*, 1999), e cuja génese está relacionada com os processos de subducção/obducção, vergentes para N, vigentes no bordo SW da Zona de Ossa-Morena durante o Ciclo Varisco. Para além do Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches, junto ao bordo SW da Zona de Ossa-Morena (fig.1) individualizam-se dois domínios com significado regional:

- i) Complexo Ígneo de Beja
- ii) Domínio de Évora-Beja.

O Complexo Ígneo de Beja instala-se ao longo do bordo SW da Zona de Ossa-Morena (Fonseca, 1995) durante o Carbónico inferior, mais precisamente entre o Tournaciano e o Viséano (350 Ma, Pin *et al*, 1999; 342 Ma, Jesus *et al*, 2006; 339 Ma, Dallmeyer *et al*, 1993). É constituído por diferentes maciços de rochas intrusivas, geneticamente relacionados com a subducção varisca entre a Zona de Ossa-Morena e a Zona Sul-Portuguesa, aos quais se associam episódios de actividade vulcânica (Andrade *et al*, 1991, 1992).

O Domínio de Évora-Beja é constituído por formações sedimentares, vulcano-sedimentares e por ortognaisses, do Proterozóico superior/Paleozóico inferior. Estas sequências correspondem às descritas no capítulo anterior, a propósito do Sector de Montemor-Ficalho. No seu conjunto, estas formações definem uma Sequência Autóctone, correlacionável com o autóctone de outros sectores da Zona de Ossa-Morena, e que poderá conter termos representativos de um soco cristalino. Numa posição geometricamente superior ocorrem formações paleozóicas nitidamente alóctones, de natureza sedimentar ou

vulcano-sedimentar, que podem conter imbricações de termos representativos da Sequência Autóctone; neste caso a Sequência Autóctone é definida localmente como Parautóctone, devido ao facto de se apresentar frequentemente parcialmente desenraizada. O Complexo Filonítico de Moura, unidade tectonoestratigráfica de grande extensão cartográfica (aflores numa área superior à centena de Km², estendendo-se para Espanha – Formação Cubito) é a formação alóctone mais importante do Domínio de Évora-Beja (Araújo, 1995; Araújo *et al*, 1998, Araújo *et al*, 2005). Trata-se de uma formação bastante deformada, constituída por mantos alóctones colocados tectonicamente sobre a Sequência Autóctone. Petrograficamente, no Complexo Filonítico de Moura, individualiza-se uma unidade metassedimentar, na fácies dos xistos verdes, com xistos pelíticos, essencialmente sericitico-cloríticos, com variações biotíticas, moscovíticas e siliciosas, e intercalações de uma outra unidade, de natureza vulcânica, essencialmente básica, com grau metamórfico entre a fácies dos xistos verdes e a fácies anfíbolítica.

Para além destas unidades ocorrem ainda, no Complexo Filonítico de Moura, imbricações de rochas com diferentes proveniências e significados geotectónicos distintos:

- (1) rochas provenientes das formações autóctones;
- (2) eclogitos e xistos azuis, representativos de um evento tectonometamórfico varisco de alta pressão (De Jong *et al*, 1991; Fonseca *et al*, 1993; Pedro, 1996; Moita, 1997; Leal *et al*, 1997; Fonseca *et al*, 1998; Fonseca *et al*, 1999; Leal, 2001; Moita *et al*, 2005);
- (3) intercalações de rochas félsicas (gnaisses frequentemente milonitizados) cujo significado geodinâmico permanece incerto; e

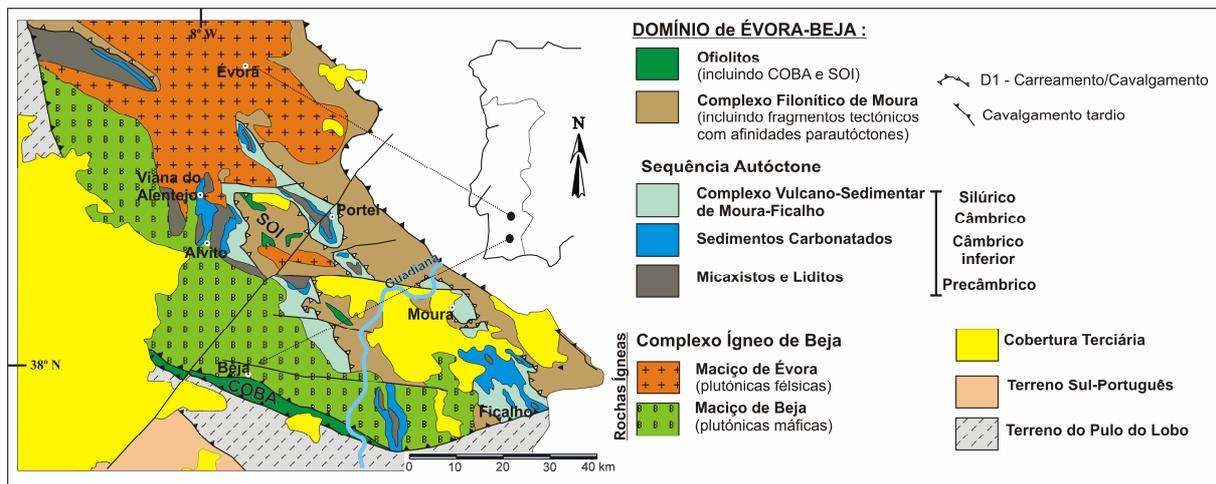


Fig. 1- Mapa geológico do Domínio de Évora-Beja (adaptado de Araújo *et al*, 2005).

(4) fragmentos ofiolíticos (fig. 1), designados por Sequências Ofiolíticas Internas, que possuem assinaturas geoquímicas e significados geotectónicos distintos dos estabelecidos para o Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches (Araújo *et al*, 1993; Pedro *et al*, 1998; Fonseca *et al*, 1999; Pedro *et al*, 2003a, 2003b; Pedro, 2004).

As características estruturais do Complexo Filonítico de Moura, a diversidade e significado das rochas imbricadas no seu interior permitem interpretar esta unidade tectonoestratigráfica do ponto de vista geodinâmico como um prisma de acreção associado à obdução de mantos sobre a margem SW da Zona de Ossa-Morena, geneticamente relacionados com a sutura varisca (Araújo, 1995; Araújo *et al*, 1998; Pedro, 2004; Araújo *et al*, 2005).

A ocorrência de ofiolitos (Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches e Sequências Ofiolíticas Internas) e de rochas metamórficas de alta pressão (*i.e.* eclogitos e xistos azuis) mostram que o bordo SW da Zona de Ossa-Morena durante o Paleozóico superior evoluiu como uma margem activa, originando unidades tectonometamórficas e tectonomagmáticas, com significado geodinâmico à escala da Zona de Ossa-Morena e da Cadeia Varisca Ibérica.

2. COMPLEXO OFIOLÍTICO DE BEJA-ACEBUCHES

O Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches (COBA) — Fonseca (1995), Fonseca & Ribeiro (1993), Fonseca *et al* (1999) — constitui uma estreita faixa metamórfica de natureza anfibolítica-serpentinitica, sublinhando o contacto entre a Zona de Ossa-Morena e a Zona Sul Portuguesa. Este complexo pode ser cartografado como uma unidade contínua (com aproximadamente 1500 metros de espessura) desde a região do

Torrão-Ferreira do Alentejo, passando por Beja (fig. 2), e Acebuches nas vizinhanças de Aracena, passando a afloramentos muito retalhados e descontínuos até Almadén de la Plata, em Espanha (Crespo-Blanc, 1989; Quesada *et al*, 1994; Fonseca, 1995; Fonseca *et al*, 1999).

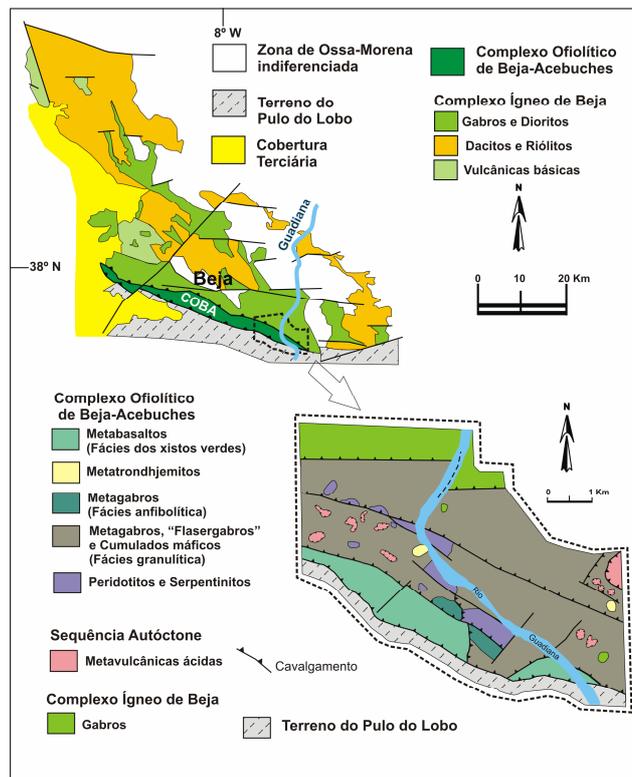


Fig. 2- Mapa geológico simplificado do Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches e pormenor junto ao vale do Guadiana.

O Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches durante a sua instalação foi deformado pela primeira fase de deformação (D₁; Fonseca, 1995), a qual originou imbricação vergente para N-NE e induziu milonitização e recristalização, em regime de alta temperatura, das unidades basais. Este evento foi seguido por uma segunda fase de deformação (D₂), correspondendo a um grau metamórfico entre a fácies dos xistos verdes e a fácies anfibolítica em regime de baixa pressão, associada a um regime (dúctil) transpressivo esquerdo que desmembra a sequência original, colocando lado a lado diferentes fácies litológico-metamórficas do complexo ofiolítico. O ofiolito é limitado a norte por acidentes D₃ (em regime mais frágil), esquerdos e cavalgantes para SW, que colocaram litologias do Complexo Ígneo de Beja sobre o Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches. Estes acidentes colocam igualmente sobre o complexo ofiolítico unidades da Zona de Ossa-Morena que incluem soco Proterozóico superior de alto grau metamórfico (que se encontra aflorante na estrutura de Serpa-Brinches, Fonseca, 1995, 1997) e sequências câmbrias, igualmente afectadas pela deformação D₁ e coeva do metamorfismo regional. Todas estas unidades tectónicas foram intruídas pelo Complexo Ígneo de Beja (Fonseca, 1995).

As rochas constituintes do Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches estiveram durante a Orogenia Varisca sujeitas a intensos eventos tectonometamórficos (Andrade, 1983, 1985; Munhá *et al*, 1986; Fonseca & Ribeiro, 1993; Quesada *et al*, 1994; Fonseca, 1995, 1997). As texturas e mineralogias originais foram na grande maioria dos locais totalmente destruídas, restando poucas evidências texturais primárias. Este facto, associado à forte deformação que desmembrou a sequência litológica inicial, são os principais inibidores do fácil reconhecimento das sequências litológicas ofiolíticas iniciais.

No entanto, reconhece-se no Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches uma estruturação interna que mostra do topo para a base (respectivamente de sul para norte) diferentes unidades petrográficas que correspondem: a xistos verdes com granularidades finas a grosseiras, anfibolitos, “flasergabros” e serpentinitos (Fonseca, 1995). Apesar da intensa deformação e recristalização metamórfica, localmente ficaram preservadas paragénese e/ou aspectos texturais originais, que permitem correlacionar as diferentes unidades petrográficas do Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches com a estrutura clássica dos ofiolitos (“Ophiolite manifesto”: Anonymous, 1972). A unidade dos xistos verdes é uma unidade metabásica, essencialmente constituída por metabasaltos, por vezes com lavas em rolos cobertas por finas películas chérticas, enquanto que a unidade dos anfibolitos corresponde a rochas metabásicas metamorizadas em fácies anfibolítica, observando-se intrusões múltiplas de diques em gabros. Os “flasergabros” constituem uma unidade metagabroica associada a cumulos gabroicos e piroxeníticos, com intercalações menores de meta-trondhjemitos. A unidade dos serpentinitos é constituída por grandes corpos, dispersos tectonicamente, que representam os componentes ultrabásicos das sequências ofiolíticas.

O grau metamórfico do Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches é variável, aumentando, em traços gerais de sul para norte, ou seja do topo para a base. As condições metamórficas oscilam desde a fácies dos xistos verdes a anfibolítica, afectando as rochas de natureza metabasáltica, a fácies anfibolítica, nas rochas metagabroicas e ultrabásicas, podendo atingir-se localmente condições de fácies granulítica em regime de baixa pressão (Quesada *et al*, 1994). As texturas metamórficas registam o historial tectonometamórfico sofrido pelo Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches, encontrando-se gravadas as três fases de deformação já referidas, principalmente ao nível das litologias basais da sequência ofiolítica. (Fonseca, 1995, Fonseca *et al*, 1999). Estas três fases de deformação são responsáveis pela configuração actual, fortemente desmembrada da sutura varisca entre as Zona de Ossa-Morena e a Zona Sul-Portuguesa. A primeira fase de deformação D₁, vergente para N-NE, encontra-se bem identificada a todas as escalas, sendo mais facilmente observada nas unidades basais do descolamento da sequência ofiolítica, ou seja, nas unidades afectadas pela fácies anfibolítica/granulítica. Esta fase de deformação (D₁) está relacionada com a obducção e instalação alóctone do Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches sobre a Sequência Autóctone da Zona de Ossa-Morena, a qual, como foi referido pode conter termos litológicos representativos de um soco cristalino. A segunda fase de deformação D₂, vergente para WNW-NW, afectou essencialmente as unidades superiores (metabasaltos) do Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches (na fácies dos xistos verdes a anfibolítica). Este evento pode materializar um impulso mais tardio da instalação do complexo ofiolítico (Fonseca & Ribeiro, 1993; Fonseca, 1995; Fonseca *et al*, 1999), ao qual se associam desligamentos esquerdos com direcção WNW-ESE, que funcionaram como rampas laterais responsáveis pelo desmembramento e afastamento das estruturas originais, permitindo a justaposição e colocação lado a lado de rochas com graus metamórficos muito diferentes (Fonseca, 1995). Todas as estruturas anteriormente referidas foram reactivadas durante a terceira fase de deformação (D₃), originando desligamentos esquerdos de direcção WNW-ESE cavalgantes para SW, paralelos a uma clivagem regional, e que se vão tornando sucessivamente mais frágeis nos estádios mais tardios.

As características petrográficas e geoquímicas mostram que os protólitos do Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches corresponderiam originalmente a gabros/doleritos e basaltos toleíticos (Quesada *et al*, 1994). Relativamente à geoquímica os dados disponíveis mostram que o quimismo do Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches é transicional entre os basaltos dos fundos oceânicos e os basaltos orogénicos (Munhá *et al*, 1986; Fonseca & Ribeiro, 1993; Quesada *et al*, 1994; Fonseca, 1995, 1997; Fonseca *et al*, 1999; Figueiras *et al*, 2002), indicando afinidades calco-alcálicas sintomáticas de magmatismo orogénico (fig. 3). Este tipo de padrão geoquímico transicional, exibido pelo Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches, é largamente aceite como típico de uma assinatura geoquímica de basaltos de bacia ‘back-arc’ (e.g., Saunders & Tarney, 1991),

sugerindo fortemente que o Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches derive de uma crosta oceânica numa pequena bacia tipo 'back-arc' (Quesada *et al*, 1994).

3. SEQUÊNCIAS OFIOLÍTICAS INTERNAS

No Domínio de Évora-Beja numa posição interna relativamente ao Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches (Araújo *et al*, 1993; Sousa *et al*, 1993; Araújo, 1995; Fonseca, 1995; Sousa, 1996; Pedro *et al*, 1998), ocorrem sequências de rochas ultrabásicas e básicas típicas de litosfera oceânica. Estas, ocorrem localizam-se junto ao limite SW da Zona de Ossa-Morena e correspondem às Sequências Ofiolíticas Internas (SOI; Pedro, 2004). Ocorrem sob a forma de "klippes" ou imbricações tectónicas no interior do Complexo Filonítico de Moura (fig. 4) e afloram em cinco sectores diferentes: S. Lourenço, Oriola, Vila Ruiva, Antas e Santana, referenciados de acordo com a sua localização geográfica

O sector de S. Lourenço localiza-se no vale do Guadiana, aproximadamente a 1,5 km a SSW da Vila de Pedrogão e consiste numa sequência anfibolítica imbricada no Complexo Filonítico de Moura (fig. 5). Corresponde a um fragmento de crosta oceânica incompleta, constituída por anfibolitos finos a grosseiros, que correspondem, respectivamente, a metabasaltos e metagabros, faltando os termos ultrabásicos e os cumulos máficos. Os metagabros apresentam texturas tipo "flasergabros" e são cortados por estruturas que sugerem tratar-se de injecções de diques em gabro, mas que (localmente) correspondem a zonas de cisalhamento com acentuada recristalização metamórfica. Os metabasaltos nas zonas de menor deformação mostram texturas porfiríticas primárias e nos níveis superiores apresentam intercalações, esporádicas, de chertes e sulfuretos hidrotermais. No topo da sequência ocorrem xistos grafitosos (possivelmente correspondendo a sedimentos oceânicos?) separados das rochas metabásicas por contactos mecânicos. A estrutura deste sector mostra o carácter aloctonista deste fragmento ofiolítico, traduzido por diversos cisalhamentos vergentes para norte que afectam e separam as diferentes unidades constituintes da sequência ofiolítica. No seu conjunto, os cisalhamentos 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 ofiolítica de S. Lourenço, no interior do Complexo Filonítico de Moura.

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. Caracteriza-se pela ocorrência de imbricações de fragmentos de litosfera oceânica e de rochas provenientes da Sequência Autóctone (designada neste sector como Sequência Parautóctone), no interior do Complexo Filonítico de Moura (fig. 6A). A sequência ofiolítica é constituída por cumulos piroxeníticos, metagabros e metabasaltos. Os metabasaltos encontram-se recristalizados na fácies dos xistos verdes e possuem foliação bem marcada, exibindo nas zonas de menor deformação características primárias tais como texturas

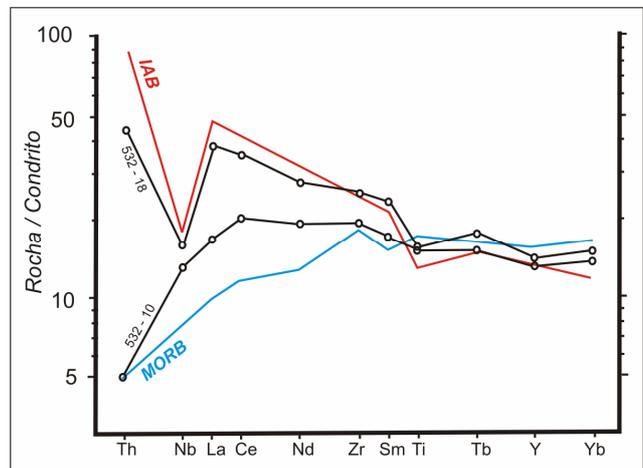


Fig. 3- Diagrama multielementar padronizado aos condritos representativo do quimismo do Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches, segundo Quesada *et al* (1994). MORB – Basaltos das Cristas Médias Oceânicas; IAB – Basaltos dos Arcos Insulares).

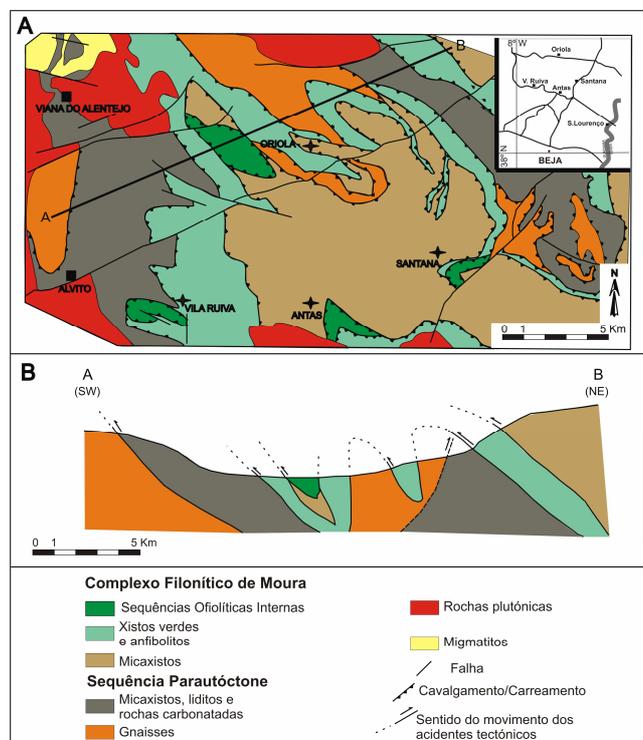


Fig. 4- Mapa (A) e corte (B) geológico, representativos das Sequências Ofiolíticas Internas (excepto sector de S. Lourenço), segundo Pedro (2004)

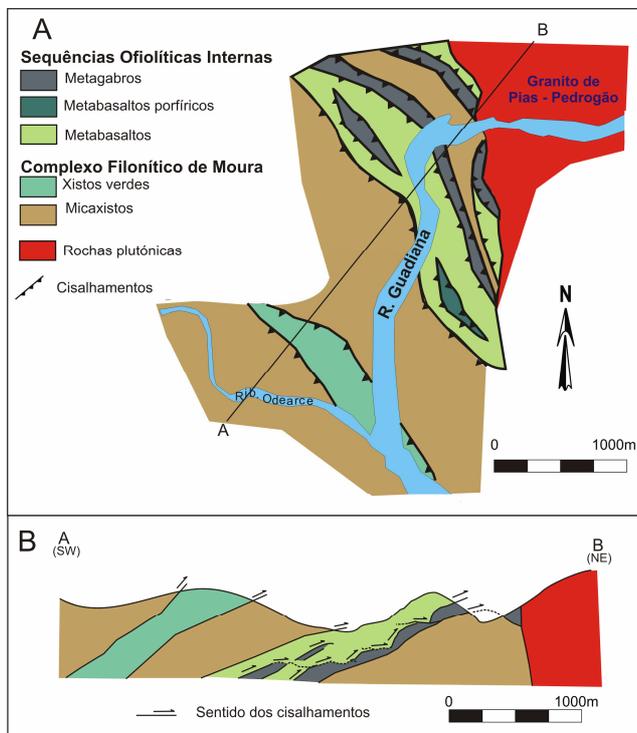


Fig. 5- Mapa (A) e corte geológico (B) do sector S. Lourenço (adaptado de Sousa *et al*, 1993 e Araújo, 1995).

porfíricas e variações de granularidade, concentradas em veios mili a centimétricos, que sugerem tratar-se de injecções de estruturas tipo diques. Os cumulados piroxeníticos e os metagabros encontram-se menos deformados, mas apresentam, igualmente, a foliação bem marcada. Associam-se geometricamente numa mancha elíptica de direcção NW-SE, com aproximadamente 500 m de comprimento por 200 m de largura, não se observando 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” e de metagabros cortados por estruturas discordantes relativamente ao bandado magmático (diques em gabro?). Neste sector a sequência ofiolítica constitui-se como um único fragmento de crosta oceânica, representada por níveis crustais superiores (basaltos) e níveis gabróicos. Este fragmento de litosfera oceânica encontra-se tectonicamente colocado sobre a Sequência Parautóctone, nomeadamente sobre litologias (metaliditos e rochas carbonatadas) para as quais se admitem idades do Proterozóico superior/Câmbrico inferior (Carvalhosa, 1971; Oliveira *et al*, 1991; Gonçalves & Carvalhosa, 1994).

O sector de Vila Ruiva aflora numa área com 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. Trata-se de um fragmento de crosta oceânica

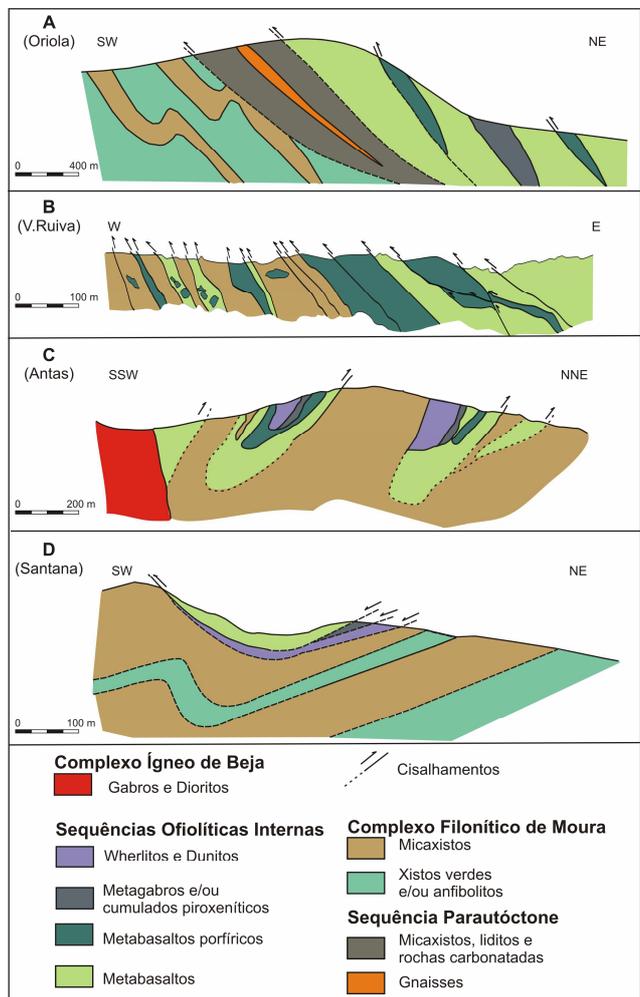


Fig. 6- Cortes geológicos dos sectores de Oriola (A), Vila Ruiva (B), Antas (C) e Santana (D), segundo Pedro (2004).

constituído pelos níveis superiores (basaltos e eventualmente um complexo de dique em dique), imbricado no interior do Complexo Filonítico de Moura e posteriormente afectado por intensa deformação dúctil e frágil (fig. 6B). A sequência ofiolítica é constituída por metabasitos na fácies dos xistos verdes; 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. Localmente, os metabasitos mostram uma anisotropia fortemente penetrativa, marcada por uma intensa “rede” de cisalhamentos que chegam, inclusive, a cortarem-se mutuamente. A distribuição dos cisalhamentos sugere que se tenham instalado, aproveitando anisotropias de uma estrutura pré-existente, podendo tratar-se de um complexo dique em dique (?). Relativamente à estrutura este sector caracteriza-se

por uma rede de cisalhamentos, de inclinação variável, com movimentação para W, enquanto que a foliação apesar de apresentar grandes variações, impostas pela acção de uma tectónica frágil, define uma vergência para NE.

O **sector de Antas** aflora numa área com aproximadamente 2 km de extensão por 1,5 km de largura, sendo a Sequência Ofolítica Interna mais completa e melhor preservada. Corresponde a um fragmento de litosfera oceânica imbricado no interior do Complexo Filonítico de Moura e posteriormente intruído e metamorizado por contacto por corpos ígneos do Complexo Ígneo de Beja (fig. 6C). A sequência ofiolítica é constituída por rochas básicas (metagabros e metabasaltos) e ultrabásicas (wherlitos e dunitos), que afloram, essencialmente, sob a forma de blocos, por vezes de dimensões métricas, no interior de depressões resultantes de explorações de amianto. As rochas ultrabásicas encontram-se serpentinizadas e apresentam texturas resultantes de processos de acumulação magmática. Os metagabros essencialmente “flasergabros”, possuem 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 metagabroicas. Os diques possuem uma composição metabasáltica e encontram-se menos deformados que os metagabros; variam desde veios milimétricos anastomosados, a diques centimétricos com nítidas margens de arrefecimento. Os metagabros associam-se às rochas ultrabásicas, identificando-se intrusões de rochas gabroicas no interior dos peridotitos, as quais resultam de processos de diferenciação magmática semelhantes aos descritos para os processos magmatogénicos responsáveis pela formação de litosfera oceânica (Juteau & Maury, 1999). Os metabasaltos, transformados em xistos verdes, 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. A análise estrutural mostra que a foliação ocorre segundo a direcção E-W, inclinando para sul, a qual define vergência para norte.

O **sector de Santana** aflora numa mancha com aproximadamente 3 Km², junto à antiga mina de Santana (exploração de amianto). Caracteriza-se pela ocorrência de um fragmento de litosfera oceânica formado por litótipos ultrabásicos (peridotitos) associados a níveis crustais de natureza basáltica, que se encontra colocado tectonicamente como um “*klippe*” sobre o Complexo Filonítico de Moura, tendo sido posteriormente dobrado em sinforma (fig. 6D). Na sequência ofiolítica individualizam-se rochas ultrabásicas e metabasaltos como unidades principais. As rochas ultrabásicas constituem uma unidade bastante homogénea e compacta que apresenta, no mínimo, cerca de quatro metros de espessura. É constituída por peridotitos, de aspecto maciço, essencialmente dunitos, fortemente serpentinizados, tendo a serpentina desenvolvido-se sob a forma de núcleos e/ou veios. Localmente os peridotitos são cortados por estruturas magmáticas intrusivas,

diques e pegmatóides representando rochas básicas de granularidade variável. Os metabasaltos encontram-se geometricamente subjacentes às rochas ultrabásicas. Correspondem a metabasitos, recristalizados na fácies dos xistos verdes com a foliação muito bem marcada. Mineralogicamente são dominados pela presença de albite, clorite, actinolite e epidoto, enquanto que texturalmente apresentam texturas maciças, com granularidades finas, a porfíricas. Relativamente à estrutura, a análise da foliação mostra variações que definem a ocorrência de um sinforma, orientado segundo a direcção NW-SE, vergente para SW, cujo núcleo corresponde à zona da mina de Santana.

Atendendo às características gerais, acima descritas, verifica-se que as Sequências Ofolíticas Internas apresentam-se regra geral, desmembradas e incompletas, sendo possível observar, em alguns casos, unidades separadas por acidentes tectónicos numa mesma sequência. No entanto, no seu conjunto, as Sequências Ofolíticas Internas definem uma “pseudoestratigrafia” semelhante à definida para as sequências clássicas dos ofiolitos, incluindo da base para o topo: rochas ultramáficas, cumulados máficos, metagabros, metagabros com texturas de fluência (“flasergabros”), metagabros intruídos por diques e metabasaltos (fig. 7). Quanto à estrutura magmática, as Sequências Ofolíticas Internas apresentam heterogeneidades primárias, acentuadas posteriormente pela acção tectonometamórfica, tornando as sequências mais incompletas e desmembradas. Em termos gerais, as suas características apresentam afinidades com as características exibidas pelos ofiolitos lherzolíticos, os quais possuem uma secção crustal reduzida e descontínua, com raras presenças de complexos de diques em diques e de cumulados estratiformes, enquanto que a sequência mantélica é constituída por peridotitos serpentinizados (lherzolitos, wherlitos e dunitos) intruídos por diques, pegmatóides e câmaras magmáticas de natureza basáltica e gabroica, sendo que os gabros são frequentemente cortados por diques diabásicos (Juteau & Maury, 1999).

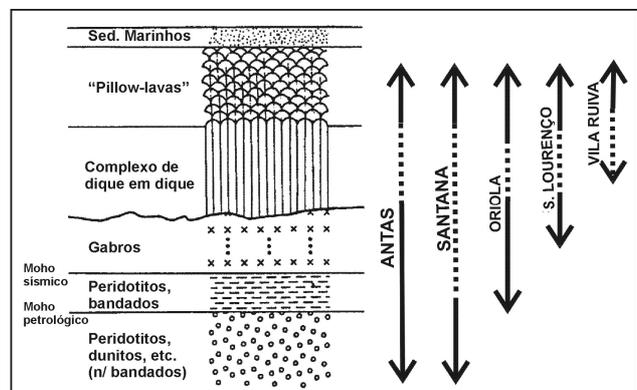


Fig. 7- Representação esquemática da reconstituição das Sequências Ofolíticas Internas relativamente à “pseudoestratigrafia” clássica (“Ophiolite manifesto”: Anonymous, 1972) dos ofiolitos (segundo Pedro, 2004).

Assim, as Sequências Ofiolíticas Internas, afectadas por intensa deformação varisca e recrystalizadas metamorficamente entre a fácies dos xistos verdes e a fácies anfibolítica, apresentam-se incompletas, com diferenças significativas nos diferentes sectores e com heterogeneidades resultantes não só dos fenómenos tectonometamórficos variscos, como também dos processos magmáticos contemporâneos da sua formação.

Relativamente à geoquímica das Sequências Ofiolíticas Internas os dados actuais (Araújo *et al.*, 1993; Pedro *et al.* 2003a, 2003b; Pedro, 2004) permitem definir assinaturas indicadoras de um quimismo toleítico, com diferentes graus de enriquecimento, semelhante ao quimismo exibido por diferentes tipos de basaltos dos fundos oceânicos (Pedro, 2004). Esta similaridade encontra-se expressa nas amostras representativas do quimismo das Sequências Ofiolíticas Internas (fig. 8), que mostram o envolvimento de dois componentes extremos:

- (1) componente empobrecido semelhante aos N-MORB (BVTP, 1981; Sun & McDonough 1989; Wilson, 1989; Floyd; 1991; Walker, 1991) representado pelas amostras OR-4-2 e OR-4-4; e
- (2) componente mais diferenciado semelhante aos E-MORB (BVTP, 1981; Sun & McDonough 1989; Wilson, 1989; FLOYD; 1991; Walker, 1991) representado pelas amostras ANT-1-12 e VR-1-1.

Para além de definirem um quimismo toleítico transicional entre os N-MORB e os E-MORB, as assinaturas geoquímicas das Sequências Ofiolíticas Internas revelam ainda um quimismo anorogénico, expresso quer pelas abundâncias de La, Th e Nb quer pelas razões La/Th e La/Nb ($La/Th \approx 10-20$; $La/Nb \approx 0.66-2.0$) (Pedro, 2004), não se detectando enriquecimentos em La e Th, relativamente ao Nb, característicos do magmatismo basáltico orogénico (Gill, 1981; BVTP, 1981; Wilson, 1989). O quimismo toleítico anorogénico exibido pelas Sequências Ofiolíticas Internas (Pedro *et al.* 2003a, 2003b; Pedro, 2004) resulta, essencialmente, de heterogeneidades ao nível da fonte mantélica traduzidas por uma mistura binária entre dois componentes finais (fig. 9):

- (1) componente enriquecido, semelhante aos E-MORB, com $(La/Sm)_{cn} > 2$ e $Zr/Nb < 10$; e
- (2) componente empobrecido semelhante aos N-MORB, com $(La/Sm)_{cn} < 1$ e $Zr/Nb > 30$.

Apesar das heterogeneidades ao nível da fonte mantélica constituir-se como a principal variável petrogenética responsável pelo quimismo das Sequências Ofiolíticas Internas, variações no grau de fusão parcial (envolvendo mecanismos de fusão dinâmica; Langmuir *et al.*, 1977) e mecanismos de cristalização fraccionada, são processos petrogenéticos que também intervêm na génese das Sequências Ofiolíticas Internas (Pedro, 2004). No seu conjunto, os referidos processos petrogenéticos contribuem, a diferentes escalas, para o espectro geoquímico final exibido pelas Sequências Ofiolíticas Internas, com heterogeneidades inter e intra-sectoriais idênticas às

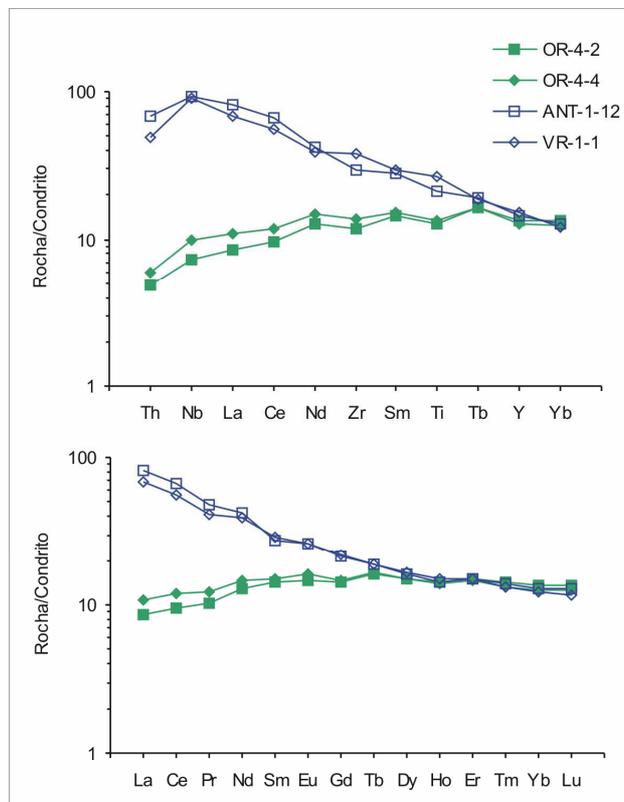


Fig. 8- Diagramas multielementar (A) e de lantanídeos (B) rocha/condrito de análises representativas (metabasaltos) do quimismo das Sequências Ofiolíticas Internas (Pedro, 2004).

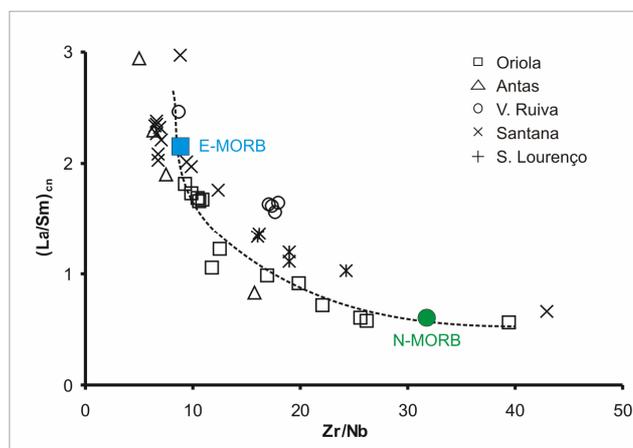


Fig. 9- Diagrama $(La/Sm)_{cn}$ vs. Zr/Nb para metabasaltos das Sequências Ofiolíticas Internas (Pedro, 2004), indicadores de heterogeneidades ao nível da fonte mantélica. Valores condriticos, N-MORB e E-MORB segundo Sun & McDonough (1989).

referidas para os MORB (BVTP, 1981; Wilson, 1989; Floyd, 1991; Juteau & Maury, 1999; Hannigan, *et al*, 2001; Roux, *et al*, 2002).

4. COMPLEXO OFIOLÍTICO DE BEJA-ACEBUCHES VS. SEQUÊNCIAS OFIOLÍTICAS INTERNAS

O significado geotectónico dos protólitos ígneos do Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches e das Sequências Ofiolíticas Internas, bem como o contraste patenteado pelas respectivas assinaturas geoquímicas, orogénico vs. anorogénico, mostra o envolvimento de duas bacias oceânicas distintas durante a evolução geodinâmica do bordo SW da Cadeia Varisca Ibérica: uma bacia marginal representada pelo Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches e outra tipo “oceano aberto” representada pelas Sequências Ofiolíticas Internas. Assim sendo, e face ao registo tectonomagmático da Zona de Ossa-Morena durante o Ciclo Varisco, no qual é possível definir um estágio anorogénico durante o Paleozóico inferior (Mata & Munhá, 1990; Mata & Munhá, 1985; Ribeiro *et al*, 1992, 1997) e outro orogénico durante o Paleozóico superior (Priem *et al*, 1970, 1986; Conde & Andrade, 1974; Santos *et al*, 1987, 1990; Costa *et al*, 1990; Dallmeyer *et al*, 1993; Fonseca & Ribeiro, 1993; Fonseca *et al*, 1999) verifica-se que as Sequências Ofiolíticas Internas correspondem a um período de oceanização anorogénica, nomeadamente à fase de magmatismo oceânico com margens passivas, o qual terá ocorrido durante o Paleozóico inferior, enquanto que o Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches representa um período de oceanização orogénico que ocorreu durante Paleozóico superior.

A presença de diferentes tipos de ofiolitos, colocados tectonicamente, em zonas internas (Sequências Ofiolíticas Internas) e externas (Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches) da Zona de Ossa-Morena é em tudo semelhante a situações geotectónicas 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 *et al*, 1998). Nestas regiões as características estruturais dos diferentes ofiolitos são, também, idênticas às dos ofiolitos da Zona de Ossa-Morena; os ofiolitos externos apresentam-se com um grau de preservação superior, enquanto que os internos tendem a ocorrer desmembrados e fragmentados no interior de “mélanges” tectónicas.

5. METAMORFISMO DE ALTA PRESSÃO

Geneticamente relacionado com o processo de subducção vigente no bordo SW da Zona de Ossa-Morena, durante o Ciclo Varisco, ocorrem no Domínio de Évora-Beja rochas metamórficas de alta pressão, nomeadamente eclogitos e xistos azuis, bem como diferentes tipos de xistos anfibólicos resultantes da retrogradação destas rochas (Fonseca *et al*, 1993; Fonseca, 1995; Araújo, 1995; Pedro, 1996; Moita, 1997; Leal, 2001). Estas ocorrências localizam-se no vale do Guadiana, em Alvíto, em Safira (4 Km a oeste de Montemor-o-Novo) e recentemente foram identificadas novas ocorrências a

SW de Montemor-o-Novo. Tratam-se de rochas metabásicas que representam escamas tectónicas, filões e filonetes intruindo diferentes litologias da Sequência Autóctone (metassedimentos pelítico-siliciosos, ortognaisses e mármore atribuídos ao Proterozóico superior e Câmbrio) que ocorrem preferencialmente no interior do Complexo Filonítico de Moura. O evento metamórfico de alta pressão é polifásico originando, nos metabasitos, diferentes tipos de paragénese metamórficas que se sucedem no tempo e que representam diferentes estádios evolutivos tectonometamórficos. Assim, regista-se um estágio prógrado responsável pela ocorrência de paragénese eclogíticas (fig. 10) com desenvolvimentos consideráveis de granada, onfacite, glaucófano e paragonite. Dados isotópicos de Sm/Nd indicam uma idade de 370 Ma para a fácies eclogítica (Moita *et al*, 2005), a qual representa o pico bárico, materializando os processos de subducção activa

Após o estágio prógrado as paragénese eclogíticas são retrogradadas, desenvolvendo-se inicialmente paragénese de fácies anfibolítica, ainda em regime de alta pressão, constituídas por anfíbola barroisítica e texturas simplectíticas (hornblenda + plagioclase + clinzoisite), as quais passam progressivamente a paragénese típicas da fácies dos xistos verdes. No seu conjunto, os processos de retrogradação representam os mecanismos de descompressão e de exumação.

Dados isotópicos de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Moita *et al*, 2005) indicam uma idade de 360 Ma para os mecanismos de exumação, sugerindo que os mesmos tenham ocorrido pouco tempo após os processos de eclogitização dos respectivos protólitos.

O processo metamórfico retrógrado é localmente sobreposto por um novo “pico” prógrado (fácies dos xistos azuis), de curta duração que permite, novamente, o aparecimento de uma anfíbola glaucofanítica (fig. 11) e de porfiroblastos de clinopiroxenas ligeiramente enriquecidos em componente jadeíte. Este segundo pico poderá estar relacionado com o empilhamento dos mantos durante a obducção, empilhamento esse responsável pela génese do prisma de acreção e pela estruturação do Complexo Filonítico de Moura. Após esta perturbação assiste-se a uma retrogradação generalizada novamente para a fácies dos xistos verdes (actinolite + clorite + epidoto + albite).

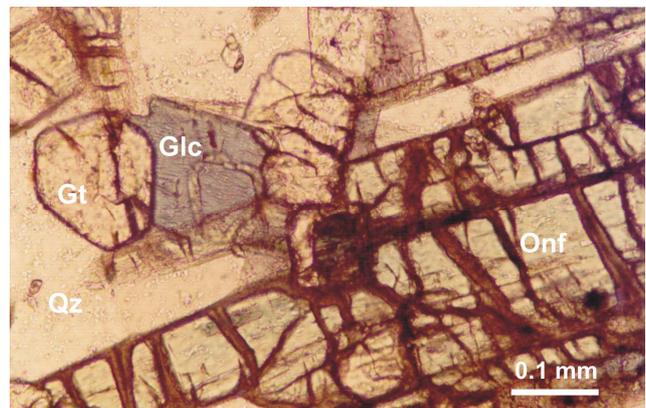


Fig. 10- Microfotografia de um eclogito varisco da Zona de Ossa-Morena (Glc-glaucófano; Gt-granada; onf-onfacite; Qz-quartzo).

O cálculo de pseudosecções P-T com base na evolução mineralógica das rochas metabásicas afectadas por este evento de alta pressão (Moita *et al*, 2005) indica uma evolução termobarométrica concordante com a estabelecida por Fonseca *et al* (1999) onde se definem percursos P-T-tempo no sentido dos ponteiros do relógio (fig. 12), com acréscimo da temperatura e pressão inicial dos 450-500°C/10-12 Kbar para ~650°C/14-16 Kbar (fácies eclogítica), ao que se segue um arrefecimento e descompressão para valores de 600-500°C/11-6 Kbar (fácies anfíbolítica em alta pressão) até valores de temperatura e pressão na ordem dos 400-500°C/4-5 Kbar (fácies dos xistos verdes/epidótica até fácies anfíbolítica). Posteriormente, ao último episódio descrito, ocorre uma sequência de recristalização mais tardia com zonamentos de anfíbola sódica acompanhada pela presença de clinopiroxena que implica o desenvolvimento de um novo trajecto secundário prógrado (no sentido dos ponteiros do relógio), sugerindo um novo incremento de pressão antes dos fenómenos de exumação finais

.Para além das rochas metabásicas existem também evidências deste evento metamórfico de alta pressão em diferentes litologias da Sequência Autóctone tais como:

- reliquias preservadas de aragonite (detectadas por Difracção de Raios-X, Fonseca *et al*, 2004) em mármore;
- granada + anfíbola sódica, observadas em metavulcanitos dacíticos;
- inclusões de distena em granadas nos metapelitos (Moita, 1997);
- paragéneses de gnaisses félsicos (onde se observaram em equilíbrio reliquias de granada + plagioclase + biotite + fengite) em que se estimaram condições de P-T de ~8 Kbar/~580°C (Pedro, 1996).

Estas evidências indicam, claramente, que o evento tectonometamórfico varisco de alta pressão afectou não só as rochas metabásicas como também, de igual modo, várias outras litologias que constituíam a margem epicontinental da Zona de Ossa-Morena, e que actualmente se localizam junto ao bordo SW desta zona tectonoestratigráfica no Domínio de Évora-Beja.

Os dados geoquímicos (Pedro, 1996; Moita, 1997, Fonseca *et al*, 1999; Leal, 2001) indicam que os protólitos das rochas máficas na fácies eclogítica são provenientes de magmas basálticos toleíticos com claras evidências de contaminação crustal e cristalização fraccionada, admitindo-se que correspondam a toleitos continentais. Esta interpretação é suportada pelas observações de campo verificando-se que os afloramentos em forma de lente ou cunha, frequentemente boudinados, ocorrem preferencialmente no interior de metapelitos siliciosos e mármore; sugerem que a grande maioria dos protólitos dos eclogitos representem veios e filões intruídos e/ou injectados nas litologias epicontinentais junto ao bordo meridional da Zona de Ossa-Morena (Sequência Autóctone), durante o Paleozóico inferior. De igual modo, é sugerido que o ambiente tectónico mais provável para estas paragéneses corresponda a uma actividade magmática,

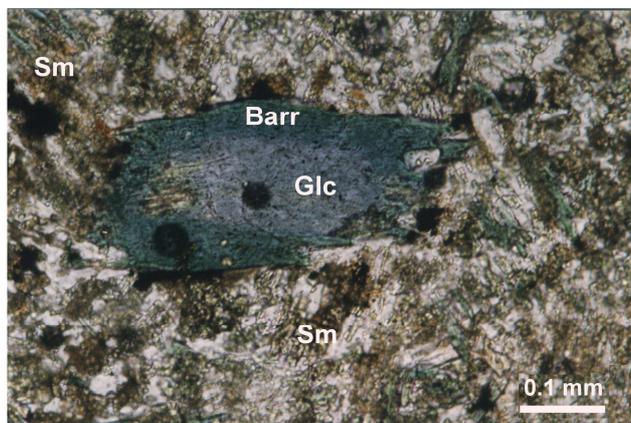


Fig. 11- Microfotografia de porfiroblasto zonado de uma anfíbola glaucofanítica crescendo sobre um eclogito retrogradado (Glc-núcleo de glaucófano; Barr-bordo de composição barroisítica; Sm-matriz simplectítica)

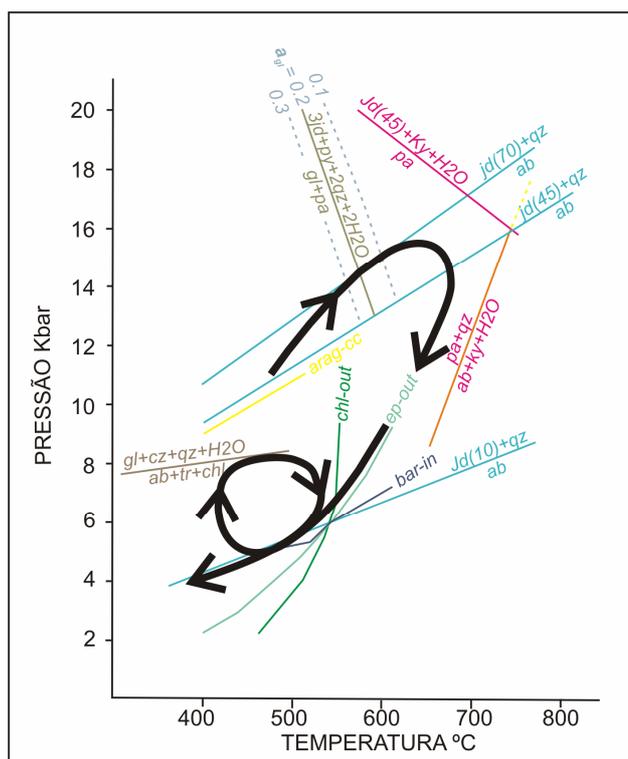


Fig. 12- Diagrama de trajecto P-T-tempo da evolução metamórfica dos eclogitos da Zona de Ossa-Morena, segundo Fonseca *et al* (1999); bar-in: campo de estabilidade da barroisite (Ernst, 1979); $ab+tr+chl=gl+cz+H_2O$ (Maruyama *et al*, 1986) e chl-ep-out (Apted & Liou, 1983; Maruyama *et al*, 1983) representam as reacções transicionais das passagens das fácies xistos verdes/xistos azuis e xistos verdes/anfíbolítica; arag - cc equilíbrio aragonite - calcite segundo Johannes & Puhar (1971). As restantes curvas segundo THERMOCALC v2.7 (Powell & Holland, 1988; Holland & Powell, 1998).

acompanhada por estiramento crustal, contemporânea da oceanização da margem passiva continental do actual bordo S-SW da Zona de Ossa-Morena durante o Paleozóico inferior.

6. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A correcta compreensão dos processos geodinâmicos abordados neste capítulo (*i. e.* ofiolitos e eclogitos) é crucial para o estabelecimento de modelos à escala da Cadeia Varisca Ibérica. Assim torna-se fundamental interpretar os referidos processos, bem como as suas relações temporais. Conjugando os dados geocronológicos e a natureza dos protólitos dos diferentes tipos de litosfera oceânica (Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches e Sequências Ofiolíticas Internas) e dos eclogitos, apresenta-se na figura 13 um esquema evolutivo do bordo SW da Zona de Ossa-Morena onde estão expressas as relações genéticas e geométricas entre ofiolitos e eclogitos.

Em trabalhos anteriores a instalação das escamas ofiolíticas e o evento metamórfico de alta pressão têm sido associados às fases mais precoces da Orogenia Varisca (D1; Fonseca, 1995; Fonseca *et al.*, 1999). Nas regiões mais internas da Zona de Ossa-Morena (sectores de Montemor-Ficalho e de Estremoz-Barrancos) existem argumentos de natureza estratigráfica e tectónica que apontam para que o período orogénico se tenha iniciado no Devónico inferior (*vide* capítulo anterior). As idades radiométricas referidas para a eclogitização e exumação são claramente posteriores às primeiras evidências de instabilidade tectónica nos sectores internos da Zona de Ossa-Morena. De acordo com a interpretação apresentada na figura 13 a subducção pode ter-se iniciado no Devónico inferior, enquanto que a eclogitização ocorreu no Devónico médio, sendo a sua exumação ligeiramente posterior (Devónico superior). Assim, o desenvolvimento das paragénese na fácies eclogítica e a deformação que se lhe sobrepõe terá que ser posterior à deformação registada nos sedimentos das regiões mais internas da Zona de Ossa-Morena, estes sim afectados pelas fases mais precoces da Orogenia Varisca.

AGRADECIMENTOS

O presente trabalho recebeu apoio dos seguintes projectos:
 MODELIB (POCTI/35630/CTA/2000-FEDER),
 PETROLOG (UI:263/POCTI/FEDER)
 GEODYN (POCTI/ISFL-5-32).

REFERÊNCIAS

Andrade, A., 1983. Contribution à l'analyse de la suture hercynienne de Beja (Portugal), perspectives métallogéniques. Thèse Institut National Polytechnique de Lorraine, Nancy, 137 p.
 Andrade, A., 1985. Les deux associations basiques-ultrabasiques de Beja (Portugal méridional) sont-elles des ophiolites hercyniennes?. *Ophioliti* 10/2-3, 147-160.
 Andrade, A., Santos, J., Oliveira, J., Munhá, J., Gonçalves, F., 1991. Magmatismo orogénico na transversal Odivelas-Santa Suzana. XI Reun. Geol. del Oeste Peninsular (Guia de excursões), 47-54
 Andrade, A., Antunes, T., Araújo, A., Castro, P., Carvalho, D., Carvalhosa, A., Dias, R., Feio, M., Fonseca, P., Martins, L.,

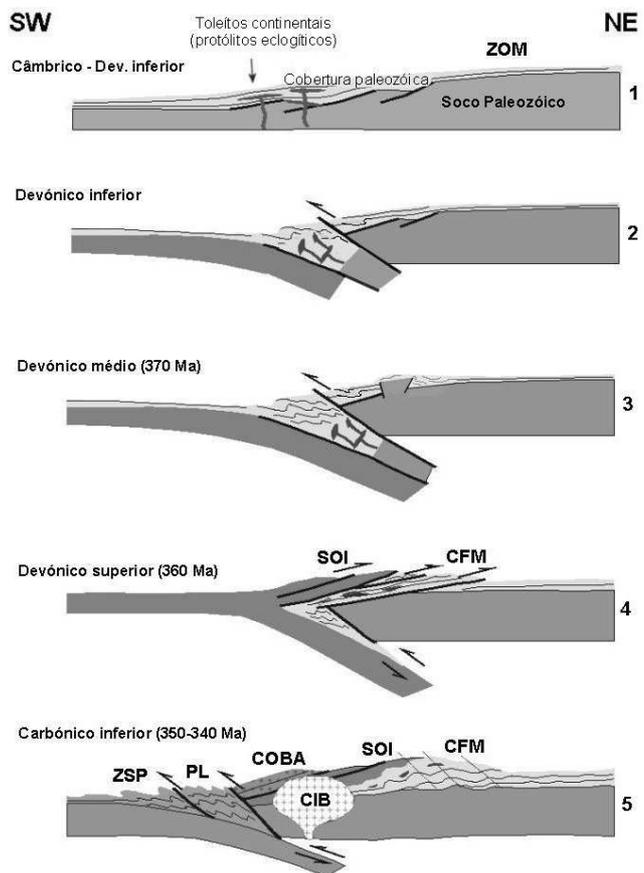


Figura 13– Modelo esquemático da margem SW da Zona de Ossa-Morena – ZOM – (adaptado de Araújo *et al.*, 2005). 1 – Estádio de margem passiva; 2 – Estádio inicial de margem activa; 3 – Subducção activa e génese de eclogitos; 4 – Estruturação do Complexo Filonítico de Moura (CFM), exumação dos eclogitos e obducção das Sequências Ofiolíticas Internas (SOI); 5 – Obducção do Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches (COBA), instalação do Complexo Ígneo de Beja (CIB), estruturação do Terreno do Pulo do Lobo (PL) e início da colisão continental com a Zona Sul-Portuguesa (ZSP).

Manuppella, G., Marques, B., Munhá, J., Oliveira, J., Oliveira, V., Pais, J., Piçarra, J., Ramalho, M., Rocha, R., Santos, J., Silva, J., Brum, A., Zbyszewski, G., 1992. Carta Geológica de Portugal na escala 1/200.000, Notícia explicativa da Folha 8, Serv. Geol. Portugal, 91 p.
 Anonymous, 1972. Penrose field conference on ophiolites. *Geotimes* 17, 24-35.
 Apter M., & Liou J. 1983. Phase relations among greenschist, epidote-amphibolite and amphibolite in a basaltic system. *Am. J. Sci.* 283A, 328-354.
 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. Ph.D. Thesis, Dep. Geociências, Univ. Évora, Portugal.
- Araújo, A., Fonseca, P., Munhá, J., 1993. Ossa-Morena Ophiolites. XII Reunião de Geologia do W Peninsular, Évora, Terra Abstracts, supplement n. 6 to Terra Nova 5, 8.
- Araújo, A., Fonseca, P., Ribeiro, A., Munhá, J., 1998. The structure of the south margin of the Iberian Autochthonous Terrane and the relation with the Paleozoic suture zone (Portugal). Actas X Congreso Latinoamericano de Geologia, VI Congreso Nacional de Geologia Economica, Volumen II, Buenos Aires, Argentina, 29-34.
- Araújo, A., Fonseca, P., Munhá, J., Moita, P., Pedro, J., Ribeiro, A., 2005. The Moura Phyllonitic Complex: An Accretionary Complex related with obduction in the Southern Iberia Variscan Suture. *Geodinamica Acta* 18/5, 375-388.
- Batanova, V., Suhr, G., 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* 62/5, 853-866.
- BVTP, 1981., Basaltic Volcanism on the Terrestrial Planets. Pergamon Press, Inc., New York, 1286 p.
- Carvalhosa, A., 1971. Estudo geológico-petrográfico da região de Viana do Alentejo-Alvito). *Bol. Soc. Geol. Portugal* 18, 7-56.
- Coish, R., Hickey, R., Frey, F. 1982. Rare earth element geochemistry of the Betts Cove ophiolite, Newfoundland: complexities in ophiolitic formation. *Geochemica et Cosmochemica Acta* 46, 2117-2134
- Conde, L. & Andrade, A. 1974. Sur la faune meso et/ou neodevoniennes calcaires du Monte das Cortes, Odivelas (Massif de Beja). *Mem. Not. Pub. Mus. Lab. Mineral. Geol. Uni. Coimbra* 78, 141-146.
- Costa, D., Viana, A., Munhá, J., 1990. Petrologia e geoquímica dos maciços de Veiros e Vale Maceira, VIII Semana de Geoquímica (Resumos), Univ. Lisboa.
- Crespo-Blanc, A., Orozco, M., 1988. The Southern Iberian Shear Zone; a major boundary in the Hercynian folded belt. *Tectonophysics* 148, 221-227.
- Ernst, W. 1979. Coexisting sodic and calcic amphiboles from high pressure metamorphic belts and the stability of barroisitic amphibole. *Min. Mag.* 43, 269-278.
- Dallmeyer, R., Fonseca, P., Quesada, C., Ribeiro, A. 1993. ⁴⁰Ar/³⁹Ar mineral age constrains for the tectonothermal evolution of a Variscan Suture in SW Iberia. *Tectonophysics* 222, 177-194.
- De Jong, G., Dalstra, H., Boorder, H., Savage, J. 1991. Blue amphibolites, Variscan deformation and plate tectonics in the Beja Massif, South Portugal. *Comun. Serv. Geol. Portugal* 77, 59-64.
- Floyd, P. 1991. Oceanic islands and seamounts. In: Floyd, P.A. (Eds.). - *Oceanic Basalts*, Blackie and Son, 174-218.
- Fonseca, P., 1995. Estudo da Sutura Varisca no SW Ibérico nas regiões de Serpa-Beja-Torrão e Alvito-Viana do Alentejo. PhD Thesis, GeoFCUL, Univ. Lisboa, 325 p.
- 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. & Pereira, M. F. (Eds.) - *Estudo sobre a Geologia da Zona de Ossa-Morena (Maciço Ibérico)* - Livro de homenagem ao Prof. Francisco Gonçalves, Uni. Évora, 133-168.
- Fonseca P., Ribeiro A. 1993. Tectonics of the Beja-Acebuches Ophiolite: a major suture in the Iberian Variscan Fold Belt. *Geol Rundsch*, 82, Springer Verlag, 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 5, 11-12.
- Fonseca, P., Munhá, J., Pedro, J., Rosas, F., Moita, P., Araújo, A., Leal, N., 1999. Variscan Ophiolites and High-Pressure Metamorphism in Southern Ibéria, *Ophioliti* 24/2, 259-268.
- Gill, J., 1981. *Orogenic andesites and plate tectonics*. Springer, Berlin, 390 p.
- Gonçalves, F., Carvalhosa, A., 1994. O Proterozóico da Zona de Ossa-Morena no Alentejo. Síntese e actualização de conhecimentos. *Mem. Acad. Ciênc. Lisboa*, XXXIV, 35 p.
- 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.* 175, 397-428.
- Holland, T., Powell R., 1998. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *J. Metam. Geol.* 16, 309-343.
- Ishiwatari, A., Sokolov, A., Saito, D., Tsujimori, T., 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*, 155-158.
- Johannes, W., Puhon D., 1971. The calcite-aragonite transition reinvestigated. *Contrib. Mineral. Petrol.* 31, 28-38.
- Juteau, T., Maury, R., 1999. The Oceanic Crust, from Accretion to mantle Recycling. Springer-Praxis, Berlin, 390 p.
- Langmuir, C., Bender, J., Bence, A., Hanson, G., Taylor, S., 1977. Petrogenesis of basalts from the FAMOUS area: Mid-Atlantic Ridge. *Earth Planet. Sci. Lett.* 36, 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, 402 p.
- Leal N., Pedro J., Moita P., Fonseca, P. Araújo A., Munhá, J., 1997. Metamorfismo nos sectores meridionais da Zona de Ossa-Morena: Actualização dos Conhecimentos. In A. Araújo & M. F. Pereira (eds.). *Estudos de Geologia da Zona de Ossa-Morena - Maciço Ibérico*. Livro de homenagem ao Professor Francisco Gonçalves, Univ. Évora, pp. 119-131.
- Maruyama, S., Suzuki, K., Liou, J., 1983. Greenschist-amphibolite transition equilibria at low pressures. *J. Petrol.* 24, 583-604.
- 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. *Mem. Geol. Soc. Am.*, 164, 1-16.
- Mata, J., Munhá, J., 1985. Geochemistry of mafic metavolcanic rocks from the Estremoz region (South Central Portugal). *Com. Serv. Geol. Portugal* 71, 175-185.
- Mata, J., Munhá, J., 1990. Magmatogénese de metavulcanitos câmbricos do nordeste alentejano: os estádios iniciais de "rifting" continental. *Comun. Serv. Geol. Portugal* 76, 61-89.
- Moita, P., 1997. Caracterização petrográfica e geoquímica do metamorfismo de alta pressão no sector de Viana do Alentejo-Alvito (Zona de Ossa Morena), MSc Thesis, GeoFCUL, Univ. Lisboa, Portugal.
- Moita, P., Munhá, J., Fonseca, P., Pedro, J., Tassinari, C., Araujo, A., Palácios, T., 2005. Phase equilibria and geochronology of ossa morena eclogites *Actas do XIV Semana de Gequímica/VIII Congresso de geoquímica dos Países de Língua Portuguesa* 2, 471-474.
- Munhá J., Oliveira J., Ribeiro A., Oliveira, V., Quesada, C., Kerrich, R., 1986. Beja-Acebuches Ophiolite characterization and geodynamic significance, *Maleo* 2/13, 31.
- Oliveira, J., Oliveira, V., Piçarra, J., 1991. Traços gerais da evolução tectono-estratigráfica da Zona de Ossa-Morena em Portugal. *Cuadernos Lab. Xeoloxico de Laxe* 16, 221-250.

- Pedro, J., 1996. Estudo do metamorfismo de alta pressão na área de Safira (Montemor-o-Novo) Zona de Ossa Morena, MSc Thesis, GeoFCUL, Univ. Lisboa, 69 p.
- Pedro, J., 2004. Estudo geológico e geoquímico das sequências Ofiolíticas Internas da Zona de Ossa-Morena (Portugal). Tese de Doutoramento, Dep. Geociências, Univ. Évora, Portugal, 225 p.
- Pedro, J., Araújo, A., Fonseca, P., 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. *Actas V. Cong. Nac. Geol. Comunic. Instituto Geológico e Mineiro de Portugal* 84/1, 138-141.
- 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, 152-154.*
- Quesada, C., Fonseca, P., Munhá, J., Oliveira, J., Ribeiro, A., 1994. The Beja-Acebuches Ophiolite (Southern Iberia Variscan fold belt): geological characterization and geodynamic significance. *Bol. Geol. Y Min.* 105/1, 3-49.
- Ribeiro, A., Antunes, M., Ferreira, M., Rocha, R., Soares, A., Zbyszewsky, G., Moitinho de Almeida, F., Carvalho, D. Monteiro, J., 1979. Introduction à la Geologie Générale du Portugal. *Ser. Geol. Portugal*, 114 p.
- Ribeiro, A., Iglesias, M., Ribeiro, M. L., Pereira, E., 1983. Modèle Géodynamique des Hercinides Ibériques. *Comun. Serv. Geol. Portugal* 69/2, 291-293.
- Ribeiro, A., Silva, J., Dias, R., Araújo, A., Fonseca, P. 1988. Terrane correlation between the Iberian and Middle European segments of the Variscan Fold Belt. *Abstracts. Terranes in the Variscan Belt of France and Western Europe. Montpellier.*
- 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. Coord. M. J. Liso Rubio, Universidad de Extremadura, 377-395.*
- Ribeiro, M., Munhá, J., Mata, J., Palácios, T., 1997. Vulcanismo da Zona de Ossa Morena e seu enquadramento Geodinâmico. In Araújo, A. & Pereira, M. (Eds.). *Estudo sobre a Geologia da Zona de Ossa Morena (Maciço Ibérico). Homenagem ao Prof. Francisco Gonçalves. Univ. Évora, 37-56.*
- Roux, P., Roex, A., Schilling, J., Shimizu, N., Perkins, W., Pearce, N., 2002. Mantle heterogeneity beneath the southern Mid-Atlantic Ridge: trace elements evidence for contamination of ambient asthenospheric mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* 203/1, 479-498.
- Robinson, P., Zhou, M., Hu, X., Reynolds, P., Wenji, B., Yang, J., 1999. Geochemical constraints on the origin of the Hegenshan ophiolite, inner Mongolia, China. *Journ. Asian Earth Sci.* 17, 423-442.
- Santos, J., Mata J., Gonçalves, F., Munhá, J., 1987. Contribuição para o conhecimento geológico-petroológico da região de Sta. Suzana: o Complexo Vulcano-Sedimentar da Toca da Moura. *Comunic. Serv. Geol. Portugal*, 73, pp. 29-48.
- Santos, J., Soares de Andrade A., Munhá, J. 1990. Magmatismo orogénico Varisco no limite meridional da Zona de Ossa-Morena. *Comunic. Serv. Geol. Portugal* 76, 91-124.
- Saunders, A., Tarney, J., 1991. Back-arc basins. In: Floyd, P. (ed.), *Ocean basalts. Blackie, 219-263.*
- Savov, I., Ryan, J., Haydiutov, I., Schijf, J., 2001. Late Precambrian Balkan-carpathian 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. Geotherm. Research* 110, 299-318.
- 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, 89-97.*
- Sun, S., McDonough, W., 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. London* 42, 313-345.
- Walker, C., 1991. North Atlantic Ocean Crust and Iceland. In: Floyd, P.A. (Eds.). - *Oceanic Basalts, Blackie and Son, 311-352.*
- Wang, Z., Sun, S., Jiliang, L., Quanlin, H., Kezhang, Q., Wenjiao X., Jie Hao., 2003. Paleozoic tectonic evolution of the northern Xinjiang, China: Geochemical and geochronological constraints from the ophiolites. *Tectonics* 22/2, 14-29.
- Wilson, M., 1989. *Igneous petrogenesis. A global tectonic approach. Chapman & Hall, London*