

Os ofiolitos variscos e o metamorfismo de alta pressão asociado, no ramo sul da Cadeia Varisca Ibérica

Variscan ophiolites and related high-pressure metamorphism in Southern Iberian Variscan foldbelt

FONSECA, P. E.¹; MUNHÁ, J. M.²; ARAÚJO, A.³ e PEDRO, J. C.³

Abstract

The southern Iberia, Variscan ophiolites occur both as a thin belt along the boundary between the Ossa-Morena and South Portuguese Zones — Beja-Acebuches ophiolite — and as dismembered, scattered allochthonous klippen on top of lower Palaeozoic sequences within the internal areas of the Ossa-Morena Zone.

The Beja-Acebuches ophiolite corresponds to a thin amphibolite-serpentinite belt displaying internal lithological organisation including, from bottom to top: metaperidotites (harzburgitic/dunitic) and cumulate pyroxenites, flaser gabbros with trondhjemitic intrusions, amphibolites (locally derived from a sheeted dike complex) and fine grain greenschists (locally preserving pillowed structures). Deformation structures result from three main deformation phases: D_1 (early Devonian) corresponds to high-temperature ophiolite obduction towards N-NE, D_2 (middle Devonian) is related to retrogression during transpressive sinistral shearing to WNW, and finally, D_3 is a more brittle event, and involved sinistral south-westwards thrusting reactivating D_2 structures. The ophiolite is bounded to the north by a thrust that brought Ossa-Morena Zone infra-crustal rocks over the ophiolitic sequence; towards the south the ophiolitic complex has been thrust over the South Portuguese Zone units and is unconformably overlain by a late Devonian flysch sequence. The Beja-Acebuches amphibolites were originally tholeiitic gabbros/dolerites/basalts

displaying considerable geochemical variations that range from MORB-type to those transitional to arc tholeiites, suggesting derivation from a back-arc basin oceanic crust.

The internal ophiolitic klippen were emplaced contemporaneously with the obduction of the Beja-Acebuches ophiolite. They comprise small, dismembered tectonic slices that were imbricated within a high-pressure (eclogite/blueschist), early Palaeozoic passive continental margin sequence, and then thrust onto the Ossa-Morena Zone. The high-pressure metamorphism was polyphase; early (pre- to syn- D_1) eclogite recrystallization is interpreted as reflecting type-A subduction and initial D_1 -thrusting; late blueschist facies overprinting corresponds to tectonic imbrication related to the nappe emplacement. Ophiolite geochemistry display wide variations in incompatible element fractionation, ranging from N-MORB type LREE-depleted to LREE-enriched T/P-MORB; contrasting with similar lithologies from the Beja-Acebuches ophiolite, the orogenic (island arc-like) characteristics were not detected in these internal ophiolitic occurrences. The contrasting characteristics of the Ossa-Morena ophiolite types are reminiscent of those already described from other ophiolite belts and suggest that they probably represent different oceanic basins.

Key words: ophiolites, high-pressure metamorphism, back-arc basin, allochthonous, klippen, Iberian Variscan Fold Belt.

(1) Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências e Laboratório de Tectonofísica e Tectónica Experimental (LATTEX), Ed. C6, 2º Piso, Campo Grande, 1700 Lisboa, Portugal.

(2) Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências e Centro de Geologia da Universidade de Lisboa, Ed. C6, 2º Piso, Campo Grande, 1700 Lisboa, Portugal.

(3) Departamento de Geociências, Universidade de Évora, Apartado 94, 7001 Évora Codex, Portugal.

INTRODUÇÃO

A Cadeia Varisca na Península Ibérica é o resultado de uma colisão continente-continente entre o indutor Ibero-Aquitano (BRUN e BURG, 1982; MATTE, 1986; BURG *et al.*, 1987), e um outro continente a norte (Báltica?, N-América?; RIBEIRO *et al.*, 1990; QUESADA *et al.*, 1994). Esta colisão produziu nas regiões frontais do indutor uma imbricação frontal à escala crustal no Arco Ibero-Armoricano, contrastando com as convergências oblíquas observáveis nos ramos N e S do arco. Na verdade, esta indentação produziu uma transpressão esquerda no ramo Ibérico,

enquanto no ramo Armoricano se observa uma transpressão em regime direito. Foi anteriormente proposto (CRESPO-BLANC e OROZCO, 1988; FONSECA, 1997; FONSECA *et al.*, 1999) que um oceano, o Rheic, se tenha fechado através de uma conjugação de subdução/obdução em direcção ao interior do arco, deixando para trás alguns fragmentos de ofiolito: entre eles salientar-se-iam as sequências de sutura do Lizard, no SW de Inglaterra (correspondendo ao ramo norte do Arco Ibero-Aquitano) e sutura do Ofiolito de Beja-Acebunches (correspondendo ao ramo sul do mesmo arco) (Fig. 1).

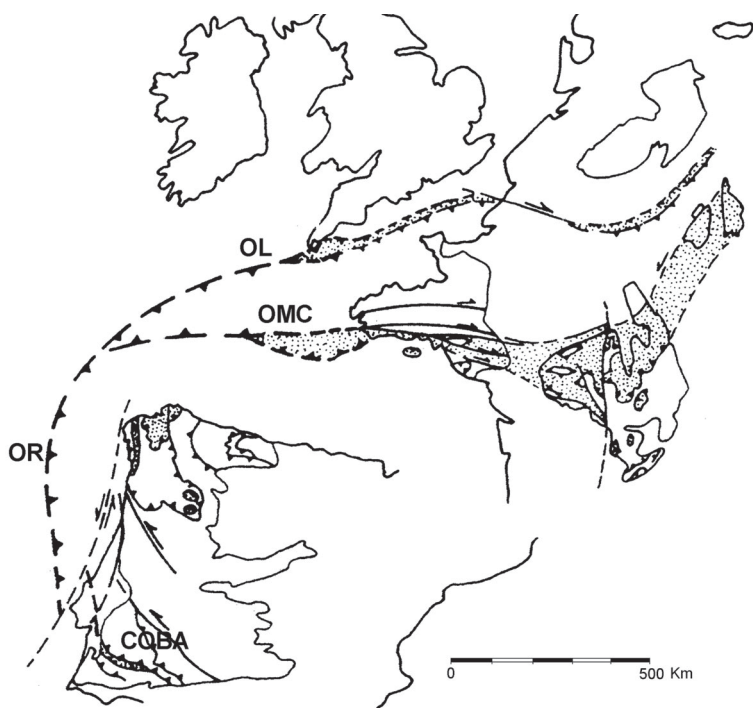


Fig. 1. Correlação entre as principais suturas variscas no Oeste da Europa (adaptado de CRESPO-BLANC, 1989; MATTE, 1996). As áreas a pontilhado correspondem às *nappes* cristalinas mais internas, relíquias de complexos ofiolíticos e respectivas zonas de raiz. OMC: Oceano do Maciço Central; COBA – OR: Complexo Ofiolítico de Beja-Acebunches - Oceano Rheic; OL: Ofiolito Lizard.

OCOMPLEXOOFIOLÍTICODEBEJA-ACEBUCHES

Geologia regional

O Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches (COBA) — FONSECA (1995), FONSECA e RIBEIRO (1993), FONSECA *et al.* (1999) — constitui uma estreita faixa metamórfica de natureza anfibolítica-serpentinítica, sublinhando o contacto entre o bordo sul da Zona de Ossa-Morena (OMZ, Autóctone Ibérico) e a Zona Sul Portuguesa (ZSP). 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 (Figs. 2 e 3a), e Acebuches nas vizinhanças de Aracena, passando a afloramentos muito retalhados e descontínuos até Almadén de la Plata, em Espanha (CRESCO-BLANC, 1989; QUESADA *et al.*, 1994; FONSECA, 1995; FONSECA *et al.*, 1999).

Segundo uma geotransversal, de sul para norte (e do topo para a base), foram cartografados xistos verdes apresentando fácies finas e grosseiras (localmente apresentando metabasaltos, com lavas em rolos cobertas por finas películas chérticas), anfibolitos *s.l.* (correspondendo, localmente, a complexos de diques em diques, ou intrusões múltiplas de diques em gabros, metamorfisadas em fácies anfibolítica), “flaser” gabros (cumulados de metagabros, piroxenitos, com intercalações menores de meta-trondhjemitos) e grandes corpos de serpentinitos, essencialmente espalhados tectonicamente (FONSECA, 1995). O COBA foi deformado em estádios iniciais durante a sua instalação, com um sentido

para N-NE (D_1 de idade presumível Silúrico superior a Devónico inferior, FONSECA, 1995), gerando uma imbricação que produziu milonitização e recristalização, em alta temperatura, das unidades basais. Este evento foi seguido por uma segunda fase de deformação D_2 (considerada Devónica inferior a Devónico médio), correspondendo a uma fácies metamórfica xistos verdes/anfibolítica baixa, que se encontra 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 nos sectores N por acidentes D_3 (em regime mais frágil), esquerdos e cavalgantes para SW, que colocaram unidades do soco da ZOM sobre o COBA. Estas litologias da ZOM incluem soco Proterozóico superior de alto grau metamórfico (que se encontra aflorante na estrutura de Serpa-Brinches, FONSECA, 1995, 1997) e coberturas do Câmbrio ao Devónico inferior, igualmente afectadas pela deformação D_1 e coeva do metamorfismo regional. Todas as unidades tectónicas referidas foram intruídas pelo Complexo Ígneo de Beja (CIB) (FONSECA, 1995). O CIB é um típico complexo gabroico estratificado, encontrando-se gradado em direcção ao topo, desde uma dominância de gabros peridotíticos, até cortejos gabro-anortositicos (SANTOS *et al.*, 1990); o CIB comporta encraves de variadas unidades tectónicas regionais, (incluindo litologias tectonometamórficas do COBA e de metassedimentos da estrutura do Pulo do Lobo e do CFM; FONSECA e RIBEIRO, 1993), sendo a sua idade no geral de 335 a 340 M.a. (DALLMEYER *et al.*, 1993).

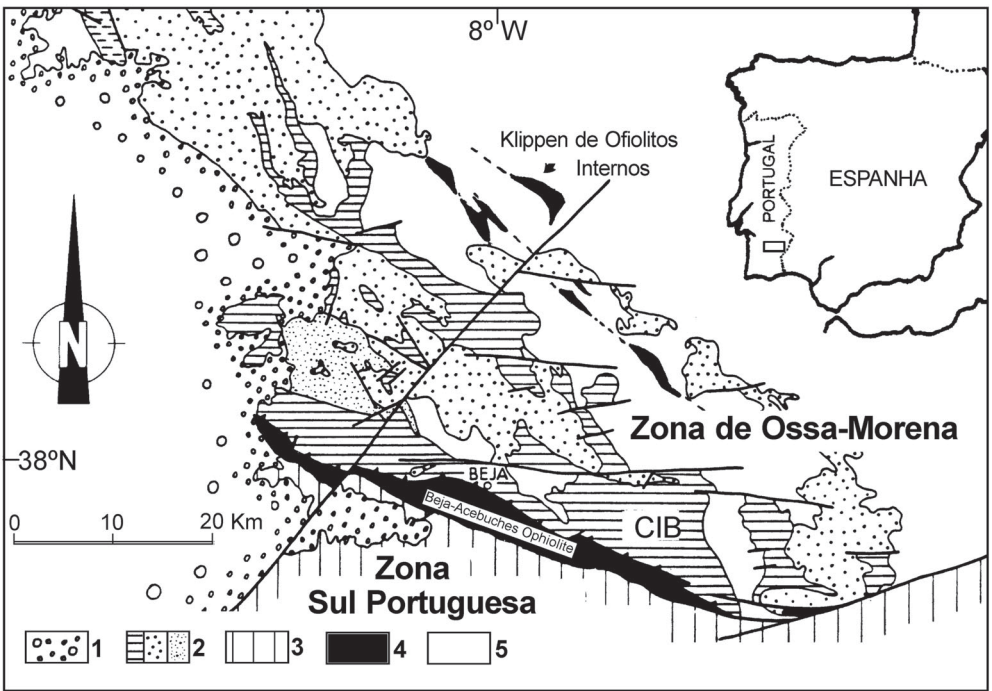


Fig. 2. Mapa geológico simplificado da sutura Varisca Ibérica a SW, no seu ramo em Portugal, segundo FONSECA (1995); 1- Cobertura Cenozóica; 2- CIB: Complexo Ígneo de Beja; 3- Zona Sul Portuguesa indiferenciada; 4 - Sequências ofiolíticas internas; 5 - Zona de Ossa-Morena indiferenciada.

Evolução tectonotérmica

As rochas ígneas do COBA estiveram sujeitas durante a orogenia Varisca a intensos eventos tectonometamórficos (ANDRADE, 1983, 1985; MUNHÁ *et al.*, 1986, 1989; FONSECA e 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. Estes factores, associados à forte deformação que retalhou e espalhou a sequência litológica inicial, são os principais inibidores de um fácil reconhecimento das sequências litológicas ofiolíticas iniciais. O grau metamórfico do complexo ofiolítico (*s.str.*) é bastante variável, podendo

aumentar muito rapidamente, quer para norte, quer ao longo de direcções WNW-ESE, no sentido dos núcleos centrais das estruturas. As condições metamórficas oscilam desde as fácies típicas dos xistos verdes-anfibolítica (que se desenvolvem em associações de natureza basáltica), a fácies anfibolíticas típicas, atingindo localmente fácies granulíticas de baixa pressão (essencialmente em metagabros) (QUESADA *et al.*, 1994). As texturas metamórficas são predominantemente nematoblásticas, evidenciando o historial tectonometamórfico sofrido pelo COBA, encontrando-se gravadas as três fases de deformação já referidas, principalmente a 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 entre as ZOM e ZSP. A primeira fase de deformação D_1 encontra-se bem identificada a todas as escalas, sendo mais intimamente observada nas unidades basais do descolamento da sequência ofiolítica (incluindo nas fácies granulítica/anfibolítica, apresentadas pelos diques em gabros, “flaser” gabros, plagiogranitos e nos metacumulados ultramáficos, normalmente serpentinizados). A presença de objectos (, com caudas assimétricas, desenvolvendo-se em grão, de minerais recristalizados em retrogradação de hornblenda castanha, na unidade dos diques em gabros, indicam movimentação cisalhante com topo para N. Todos os factos descritos concordam com a presença de uma clivagem milonítica observada macroscopicamente, à qual está associada uma lineação de estiramento mineral que materializa um sentido de movimentação cinemática para N-NNE. Os acidentes tectónicos correspondentes a estes cisalhamentos de grande envergadura são predominantemente sub-horizontais ou suavemente inclinados para o quadrante S (Figs. 3a e 3b). Esta fase de deformação (D_1) está relacionada com a obducção e instalação do ofiolito sobre o soco cristalino da estrutura N-S de Serpa-Brinches (da ZOM), afectando tanto o substrato do Proterozóico superior como a cobertura atribuída ao Câmbrio (FONSECA, 1995, 1997). Também afectadas por D_1 estão gnaisses félsicos e intermédios (metavulcanitos), que constituem escamas tectonicamente imbricadas dentro da sequência ofiolítica. Microscopicamente, estes metavulcanitos félsicos a intermédios, apresentam porfiroclastos de quartzo, com

geometrias assimétricas de tipo (, cujas caudas indicam cisalhamento com topo para N. Estas litologias são interpretadas como podendo corresponder quer a rochas félsicas, fortemente deformadas, de um arco frontal (e obductadas em conjunto com o COBA sobre a ZOM), quer a litologias supracrustais da ZOM, imbricadas tectonicamente durante a instalação do ofiolito (FONSECA, 1995). A segunda fase de deformação D_2 pode ser essencialmente observada e identificada nas unidades superiores (metabasaltos) da sequência ofiolítica (actualmente na fácies dos xistos verdes a anfibolítica *s.l.*). Os indicadores cinemáticos, que incluem bandas de cisalhamento, fábricas C-S, rotação de porfiroclastos de hornblenda, etc., são muito abundantes, encontrando-se essencialmente bem desenvolvidos na unidade anfibolítica *s.str.*, onde bandas de cisalhamento bem preservadas mostram uma componente esquerda associada a cavalgamentos no sentido WNW. Na unidade dos metabasaltos, o cisalhamento referido está relacionado com uma foliação milonítica muito intensa, geometricamente subhorizontal ou suavemente inclinada para ESE, onde é possível observar uma lineação de estiramento com um sentido de movimento para WNW-NW. Consideramos que este evento materializa um impulso mais tardio da instalação do complexo ofiolítico (FONSECA e RIBEIRO, 1993; FONSECA, 1995; FONSECA *et al.*, 1999). Durante este evento tectonometamórfico, desligamentos esquerdos com direcção WNW-ESE, funcionaram igualmente como rampas laterais e provocaram o desmembramento e afastamento das estruturas originais. Estas rampas laterais são responsáveis pela justaposição e colocação lado a lado de rochas com graus metamórficos

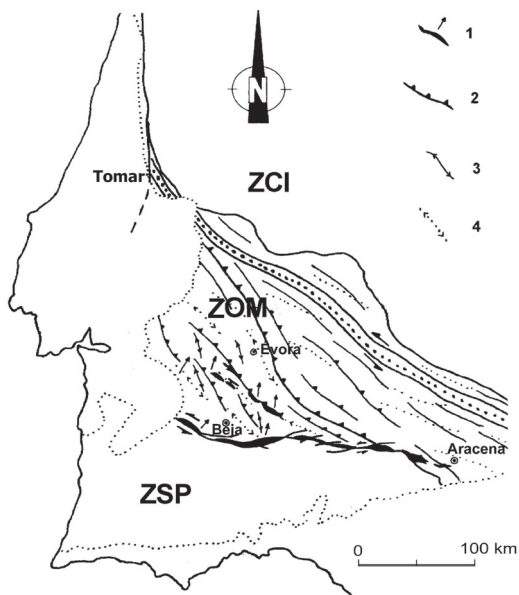


Fig. 3.a. Mapa estrutural esquemático do SW da Península Ibérica, ZOM (adaptado de ARAÚJO *et al.*, 1998); 1 – Ofiolitos variscos: as pequenas setas representam a lineação de estiramento D₁ e o sentido de movimento; 2 – carreamentos da fase D₂; 3 – eixos de dobras D₁; 4 – eixos de dobras D₂.

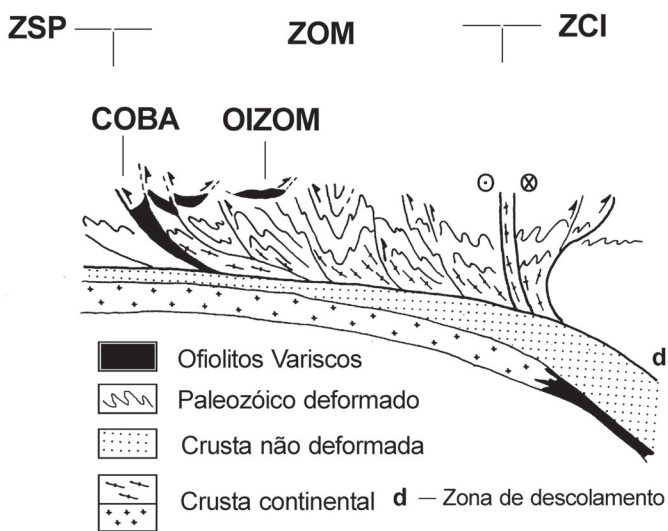


Fig. 3.b. Estrutura profunda do SW da Cadeia Varisca Ibérica (ZOM).

muito diferentes. Todas as estruturas anteriormente referidas foram reactivadas durante D_3 , originando desligamentos esquerdos cavalgantes, que ocorrem ao longo de acidentes de direcção WNW-ESE, paralelos a uma clivagem regional, e que se vão tornando sucessivamente mais frágeis nos estádios mais tardios.

Afinidades magmáticas e enquadramento geotectónico

As características petrográficas e geoquímicas do COBA foram descritas com grande detalhe por QUESADA *et al.* (1994). Os dados apresentados mostram que as litologias do COBA eram originalmente gabros/doleritos e basaltos toleíticos. A geoquímica do COBA evidencia vários aspectos peculiares, alguns dos quais indicadores de contaminações por parte de magmatismo orogénico, enquanto que outras amostras evidenciam fácies mais típicas de basaltos de fundo oceânico. Nestas

condições os gráficos de fraccionção ($FeO^{(t)}$, TiO_2 , $FeO^{(t)}/MgO$; Fig. 4a) e as razões elevadas de Zr/Nb (21 - 35) são característicos das fácies de basalto de fundo oceânico, enquanto as razões LILE/HFSE e os valores de LILE apresentam valores mais elevados do que os típicos MORB, sugerindo deste modo afinidades calco-alcalin. Na realidade, alguns dos anfibolitos do COBA praticamente decalcam as características geoquímicas de basaltos calco-alcalin de arcos ilha (Fig. 4b; Tabela 1); no conjunto, com as restantes amostras, demonstram que a geoquímica dos elementos traço do COBA é transicional entre os basaltos dos rift e os basaltos orogénicos (Fig. 4b). Este padrão geoquímico transicional é largamente aceite como típico de uma assinatura geoquímica de basaltos de bacia ‘back-arc’ (e.g., SAUNDERS e TARNEY, 1991), sugerindo fortemente que o COBA derive de crosta oceânica de uma pequena bacia ‘back-arc’ (QUESADA *et al.*, 1994).

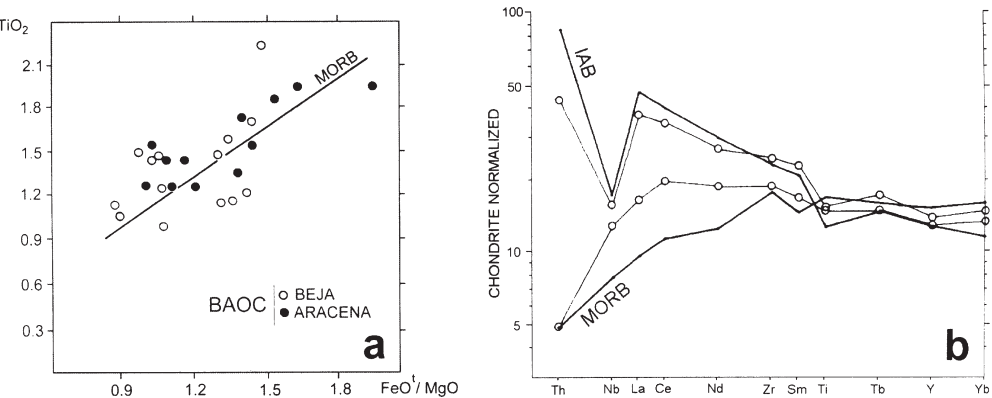


Fig. 4.a – Diagrama de projecção do TiO_2 versus $FeO^{(t)}/MgO$ para as litologias do COBA. A linha a cheio representa os basaltos com características MORB. Os círculos a negro representam as rochas máficas do segmento de Aracena do COBA (DUPUY *et al.*, 1979); os círculos a branco representam as rochas máficas do segmento de Serpa-Beja do COBA (QUESADA *et al.*, 1994). b – Gráficos de comparação aos contritos normalizados dos elementos incompatíveis em rochas máficas do COBA, MORB e IAB (i.e., ‘mid-ocean ridge basalts’ e ‘island arc basalts’) — segundo QUESADA *et al.* (1994).

Tabela 1. Análises de rocha total representativas de litologias do Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches (COBA) e dos Ofiolitos Internos da ZOM (OIZOM).

Tipo de rocha	--- COBA ¹ ---			----- OIZOM-----						
	B	A	G	G	G	B	B	B	B	B
SiO ₂ [wt, %]	49.08	51.02	46.74	46.44	47.92	46.64	46.90	48.46	46.87	46.42
TiO ₂	1.46	1.49	1.35	1.47	1.44	1.06	2.15	1.92	2.44	1.65
Al ₂ O ₃	14.98	17.23	18.06	16.18	14.60	17.05	14.55	14.81	14.50	20.95
Fe ₂ O ₃ ¹	10.53	8.65	11.41	12.55	11.46	10.02	12.85	12.36	13.44	11.69
MnO	0.17	0.14	0.18	0.20	0.21	0.17	0.22	0.20	0.19	0.16
MgO	9.03	8.04	6.96	8.02	8.26	8.18	6.83	6.09	6.32	4.70
CaO	12.01	9.51	11.50	11.62	12.21	12.38	13.57	11.26	11.29	7.04
Na ₂ O	3.44	3.84	2.34	2.17	2.37	2.79	1.19	3.18	2.95	3.44
K ₂ O	0.19	0.82	0.07	0.21	0.23	0.25	0.17	0.36	0.76	1.44
P ₂ O ₅	0.08	0.05	0.13	0.12	0.13	0.09	0.21	0.27	0.30	0.30
L.O.I.	1.30	0.70	0.88	1.06	0.87	1.22	0.92	0.70	1.05	3.03
Cr [p.p.m.]	300	200	335	339	858	380	145	76	29	330
Ni	-	-	153	174	128	125	68	47	27	126
Ba	32	265	25	39	118	90	247	97	206	528
Nb	5	6	3.7	3.8	3.9	2.1	8.1	16	17	21
Hf	2.6	3.7	1.8	1.9	2.1	1.7	3.7	3.7	4.5	4.2
Zr	108	137	65	69	73	55	137	149	177	182
Y	28	30	21	24	26	21	39	24	37	24
Th	0.2	1.8	0.27	0.28	0.32	0.15	0.56	1.12	1.33	2.0
U	0.2	1.0	0.09	0.09	0.10	0.06	0.23	0.32	0.54	0.6
La	5.1	11.7	3.67	3.55	4.21	2.26	7.88	12.8	16.3	22.9
Ce	16	28	10.0	9.97	11.5	6.90	20.4	30.1	38.0	47
Nd	11	16	8.31	8.65	9.60	7.14	16.9	18.7	25.0	26
Sm	3.19	4.37	2.67	2.77	3.17	2.54	5.17	4.58	6.28	6.00
Eu	1.28	1.34	1.03	1.14	1.17	0.98	1.83	1.36	2.48	2.20
Gd	-	-	3.76	4.06	4.52	3.28	6.28	4.62	6.84	-
Tb	0.70	0.80	0.68	0.74	0.84	0.67	1.24	0.85	1.29	1.00
Dy	4.6	4.8	4.10	4.62	5.09	4.09	7.43	4.90	7.67	-
Ho	-	-	0.87	0.96	1.05	0.86	1.55	0.98	1.51	-
Er	-	-	2.66	2.96	3.27	2.58	4.61	2.95	4.44	-
Yb	2.75	3.06	2.46	2.74	2.94	2.33	4.17	2.59	3.60	2.62
Lu	0.42	0.48	0.36	0.41	0.44	0.47	0.62	0.38	0.52	0.43

Análises efectuadas por ICP-MS (exceptuando COBA: FRX+INAA) nos 'Activation Laboratories Ltd.' (Canadá)
(1) - ver QUESADA *et al.* (1994); (2) - B: metabasalto; A: anfibolito; G: metagabro

AS SEQUÊNCIAS OFIOLÍTICAS INTERNAS DA ZOM

Estudos de detalhe efectuados posteriormente à caracterização do COBA, puseram em evidência vários retalhos de sequências ofiolíticas tectonicamente imbricados nas litologias da ZOM — os Ofiolitos Internos da Zona de Ossa-Morena — OIZOM (ARAÚJO *et al.*, 1993; FONSECA *et al.*, 1993, 1999). Trabalhos pioneiros de AN-

DRADE (1968) já referiam a existência de alguns afloramentos de litologias ultrabásicas, porém algo fora de um contexto geotermobarométrico e geotectónico integrado. Os fragmentos ofiolíticos ocorrem como imbricações tectónicas no Complexo Filonítico de Moura (CFM; ARAÚJO, 1995), o qual marca a fronteira com as sequências parautoctones e autóctones do Proterozóico superior/Paleozóico inferior da

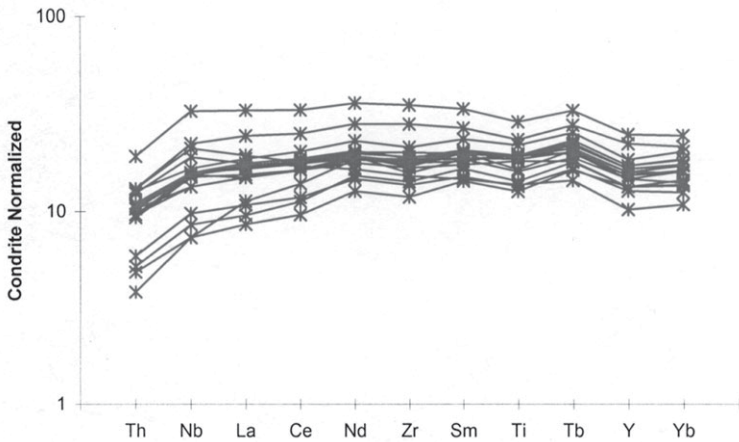


Fig. 5. Diagrama representativo da abundância relativa de elementos incompatíveis (normalizado aos condritos) das rochas máficas dos ‘klippen’ de Ofiolitos Internos da Zona de Ossa-Morena (OIZOM) (PEDRO *et al.*, 1998; ver Tabela 1). Valores normalizados segundo SUN e HANSON (1976), SUN e NESBITT (1977) e SUN *et al.* (1979).

ZOM. O Complexo Filonítico de Moura, classicamente designado por Formação dos Xistos de Moura, apresenta as mesmas fases de deformação que o COBA. Este é maioritariamente constituído por xistos sericitoclóricos, por vezes muito siliciosos, incluindo várias outras litologias, umas interpretadas como escamas de natureza ofiolítica (OIZOM) e outras, aparentemente, correlacionáveis com as sequências autóctones da ZOM. Encontram-se neste segundo caso, algumas intercalações tectónicas de metavulcanitos ácidos e básicos e pontualmente de rochas carbonatadas, relacionáveis com o Complexo Vulcano-Sedimentar de Moura-Ficalho (OLIVEIRA *et al.* 1991), em posição geometricamente inferior. Na região de Moura-Ficalho e para Leste até à fronteira, ocorrem também repetições de liditos e xistos negros, que a Sul de Santo Aleixo da Restauração forneceram graptólitos do Landoveriano Superior (PIÇARRA e GUTIERREZ-MARCO, 1992). A imbricação tectónica

deste conjunto envolve assim níveis sedimentares da ZOM, de idades variáveis, mas que vão pelo menos até ao Silúrico Inferior, sendo o início da deformação, forçosamente, posterior. Apesar de uma retrogradação, mais ou menos, generalizada na fácies dos xistos verdes-anfibolítica, é possível reconhecer, localmente, evidências de um primeiro evento metamórfico de alta pressão. No Vale do Guadiana conhecem-se ocorrências de crossite em metavulcanitos básicos intercalados neste complexo, parcialmente retrogradados para actinolite e nas regiões de Viana do Alentejo-Alvito e Montemor-Safira ocorrem eclogitos, descritos detalhadamente no capítulo seguinte. A diversidade de litótipos presentes no Complexo Filonítico de Moura, a sua estrutura geral, as suas características metamórficas e a sua diversidade do ponto de vista geoquímico, apontam para que este conjunto corresponda a um “mélange” tectónico que separava o autóctone da ZOM, dos mantos ofiolíticos obductados durante os

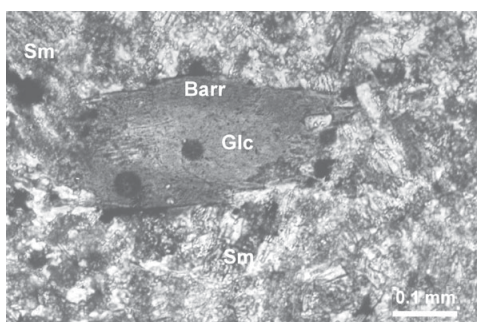
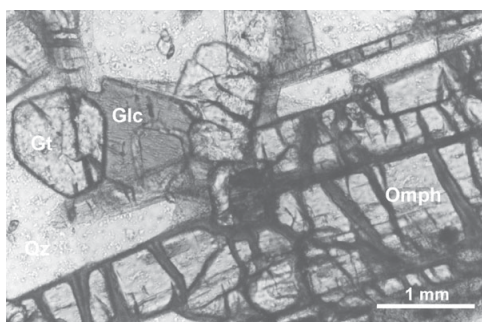


Fig. 6. Microfotografia de uma textura típica de um eclogito da ZOM. 6a - Eclogito onfacítico (Glc-glaucofano; Gt-granada; Omph-onfacite; Qtz-quartzo). 6b - Porfiroblasto zonado de uma anfíbola sódica crescendo sobre um eclogito retrogradado (Glc-núcleo de glaucofano; Barr-bordo de composição barrosítica; Sm-matriz simplectítica).

primeiros impulsos da deformação varisca (ARAÚJO, 1995; Fig. 5). A deformação associada a um metamorfismo generalizado em condições de recristalização na fácies xistos verdes/anfibolítica produziu escamas ofiolíticas intercaladas neste complexo um aspecto incompleto. No entanto, preservou na grande maioria dos casos as sequências mais típicas, incluindo, da base para o topo: cumulos ultramáficos (metadunitos e metapiroxenitos), cumulos máficos (com a presença de 'flaser' gabros que para o topo evidenciam abundantes diques assim como estruturas pegmatóides), metabasaltos com algumas intercalações de natureza chértica. Nalgumas das ocorrências, os metabasaltos encontram-se ainda cobertos por xistos pelíticos que são localmente interpretados como metassedimentos pelágicos. Os dados geoquímicos mais recentes (PEDRO *et al.*, 1998) suportam as observações de campo: todas as amostras estudadas possuem afinidades toleíticas. As rochas máficas dos ofiolitos internos da ZOM possuem razões de elementos incompatíveis ($Ti/Zr = 108$ (17), $Zr/Nb = 18$ (7), $La/Nb = 1.0$ (0.1) e padrões, relativamente, horizontalizados de

REE ($La/Sm_{CN} = 0.83$ (0.16), $La/Yb_{CN} = 1.00$ (0.26; Fig. 6 e Tabela 1), reflectindo uma assinatura geoquímica não orogénica em tudo idêntica aos MORB de tipo N/T (SUN *et al.*, 1979). Contrastando, flagrantemente, com o COBA, em nenhuma das ocorrências de sequência ofiolítica dos OIZOM foi observada qualquer evidência de assinatura geoquímica orogénica. Estes aspectos parecem sugerir em alternativa que, ou estes retalhos ofiolíticos correspondem a um estágio mais maduro e evoluído de uma bacia oceânica, em comparação com a bacia de 'back-arc' do COBA, ou, então, que os OIOMZ e o COBA representam dois tipos bem diferentes de duas crustas oceânicas (ARAÚJO *et al.*, 1993; FONSECA, 1995). Na verdade, as características dos ofiolitos que se encontram na ZOM (COBA e OIZOM) lembram algumas das descrições sobre outros complexos e suturas ofiolíticas correlacionáveis (Ofiolitos de Betts Cove *vs.* Bay of Islands-Newfoundland, descritos por COISH *et al.*, 1982; Ofiolitos de Gullfjellet e Lykling *vs.* Solund e Stavfjorden og Skjalvaer — Ofiolitos da zona de Bergen Noruega descritos por FURNES *et al.*, 1982). Estes

Tabela 2. Análises de clinopiroxena, granada e anfíbola de eclogitos da Zona de Ossa-Morena.

Amostra	Eclogito-Glaucofanítico			Eclogito Onfacítico								
	va27.3ql			va7c		va7d			va28			
	Jd	Gt	Gl	Jd	Gt	Gl → core rim	Bar → J ^{ary}	Act →	Gl → simpl	Cpx late	late	
SiO ₂	54.84	37.36	57.32	55.63	37.54	38.27	57.07	48.45	54.24	54.95	52.97	
TiO ₂	0.07	0.17	0.00	0.03	-	-	0.02	0.17	0.02	0.05	0.04	
Al ₂ O ₃	9.85	20.66	10.48	10.47	21.55	21.62	12.36	12.92	5.23	9.36	2.20	
Cr ₂ O ₃	0.00	0.07	0.01	0.02	0.08	0.02	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	
Fe ₂ O ₃	3.59	-	3.18	0.58	-	-	2.03	2.66	1.60	5.37	9.48	
FeO	3.97	27.72	9.28	4.53	28.09	27.83	7.30	9.59	5.76	12.37	6.33	
MnO	0.00	0.49	0.05	0.02	0.41	0.03	0.02	0.05	0.00	0.06	0.21	
MgO	6.98	0.72	9.56	8.30	1.11	3.90	11.16	11.37	17.47	7.42	8.01	
CaO	12.51	12.05	0.84	13.57	10.98	9.03	1.72	7.73	10.59	1.06	16.48	
Na ₂ O	7.16	-	7.01	6.43	-	-	6.70	3.95	1.40	6.93	4.61	
K ₂ O	0.00	-	0.02	0.00	-	-	0.02	0.12	0.13	0.03	0.02	
Total	98.97	99.24	97.75	99.85	99.76	100.70	98.40	97.04	96.45	97.60	100.35	
Σ O	6	12	23	6	12	12	23	23	23	23	6	
Si	1.990	3.005	7.917	1.988	2.992	2.991	7.748	6.954	7.643	7.806	1.985	
Al ^{IV}	0.010	-	0.083	0.012	0.008	0.009	0.252	1.046	0.357	0.194	0.015	
Al ^{VI}	0.412	1.959	1.622	0.440	2.017	1.982	1.725	1.140	0.512	1.373	0.082	
Ti	0.002	0.011	0.000	0.001	-	-	0.002	0.018	0.002	0.005	0.001	
Cr	0.000	0.005	0.001	0.001	0.005	0.001	0.000	0.003	0.001	0.000	0.000	
Fe ³⁺	0.098	-	0.330	0.016	-	-	0.207	0.287	0.170	0.574	0.267	
Fe ²⁺	0.120	1.865	1.072	0.135	1.873	1.819	0.829	1.151	0.678	1.469	0.198	
Mg	0.378	0.086	1.968	0.442	0.132	0.455	2.259	2.433	3.670	1.571	0.447	
Mn	0.000	0.033	0.006	0.001	0.027	0.002	0.002	0.006	0.000	0.007	0.007	
Ca	0.488	1.039	0.121	0.520	0.938	0.756	0.250	1.189	1.599	0.161	0.662	
Na	0.504	-	1.878	0.445	-	-	1.764	1.100	0.383	1.909	0.335	
K	0.000	-	0.004	0.000	-	-	0.003	0.022	0.023	0.005	0.001	
Σ cat	4.000	8.002	15.002	4.000	7.992	8.015	15.041	15.349	15.038	15.074	4.000	
T °C	490 ⁽¹⁾			460 ⁽¹⁾		635 ⁽¹⁾						
P kbar	11 ⁽²⁾			10 ⁽²⁾		15 ⁽²⁾	4 – 7 ⁽³⁾					

(1) ELLIS e GREEN (1979) calibração geotermométrica por granada/clinopiroxena (Fe^t /Mg); (2) NEWTON (1986) pressão mínima para o eclogito; (3) condições de equilíbrio a 400–600°C albite-clinopiroxen_{K10}-quartzo (HOLLAND e POWELL, 1998)

autores sugerem que estes complexos ofiolíticos, originalmente, já representariam bacias oceânicas bem distintas.

O METAMORFISMO DE ALTA PRESSÃO

O evento de alta pressão correlacionado com a orogenia Varisca na ZOM foi, pela primeira vez, referido por FONSECA *et al.* (1993). Paragéneses de alta pressão foram então reconhecidas e descritas em rochas máficas que representam escamas tectônicas e/ou filões e filonetes intruindo mármore

sedimentares pelítico-siliciosas, atribuídas ao Proterozóico superior (Série Negra, Formação de Águas de Peixe). Fácies eclogíticas gelaucofânica/onfacítica e dos xistos azuis originam o desenvolvimento de consideráveis quantidades de granada, onfacite, galucofano e paragonite, nas rochas máficas presentes (Fig. 7a). O metamorfismo de alta pressão foi polifásico (FONSECA *et al.*, 1993; MOITA, 1997) como o indica o desenvolvimento de paragéneses características da fácies de xistos azuis, crescendo e recrystalizando sobre prévias retrogradações de eclogitos (Fig. 7b). As relações texturais e zonações da composição da granada (Tabela

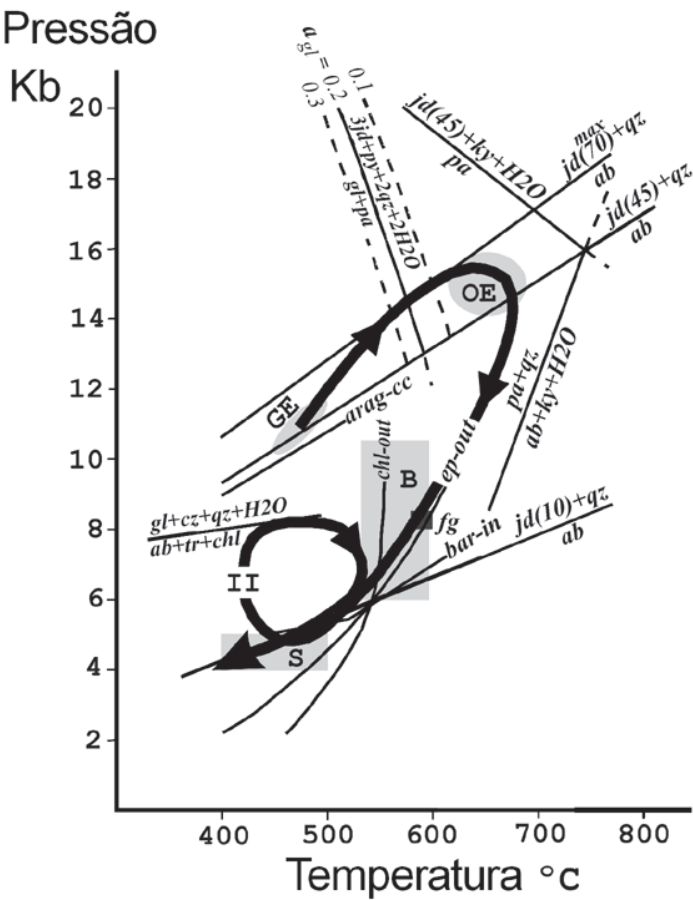


Fig. 7. Diagrama de trajecto PTt, resumindo a evolução metamórfica dos eclogitos da ZOM. Estádios: GE = eclogito glaucofânico; OE = eclogito onfacítico; B = fácies anfibolítica e barroisítica; S = xistos verdes simplectíticos/anfibolítico com albite; II – recrescimento tardio de glaucófano. As áreas a sombreado indicam condições ideais metamórficas típicas de P-T para as litologias alóctones de alta pressão da ZOM - a partir de química mineral (segundo PEDRO, 1996; MOITA, 1997; ver Tabela 2) e calibrações geotermobarométricas (GE, OE – ELLIS e GREEN, 1979, NEWTON, 1986; B – BROWN, 1977, GRAHAM e POWELL, 1984, KOHN e SPEAR, 1990; S – BROWN, 1977, MARUYAMA *et al.*, 1983; *fg* – gnaisses félsicos - PERCHUK e LAVRENTEVA, 1983, HODGES e CROWLEY, 1985). *bar-in*: campo de estabilidade da barroisite (ERNST, 1979); *ab+tr+chl=gl+czt+H2O* (MARUYAMA *et al.*, 1986) e *chl/ep-out* (APTED e LIOU, 1983; MARUYAMA *et al.*, 1983) representam as reacções transicionais das passagens das fácies xistos verdes/xistos azuis e xistos verdes/anfibolítica; *arag=cc* equilíbrio segundo JOHANNES e PUHAN (1971). As restantes curvas de reacção foram calculadas utilizando o programa de computador THERMOCALC v2.7 (POWELL e HOLLAND, 1988; HOLLAND e POWELL, 1998).

2) indicam que o evento de metamorfismo prógrado (ante- a sin-fase D_1) se desenvolve com a formação de paragénese das fácies eclogítica, que variam entre a abundância de onfacite e glaucófano. Ainda durante a primeira fase de deformação D_1 , as paragénese ricas em granada+onfacite vão sendo, sucessivamente, substituídas por paragénese barroisiticas e simplectíticas (actinolite sódica+plagioclase sódica +clinozoizite+paragonite, Tabela 2); no entanto, esta paragénese típica de decompressão parece ser localmente sobreposta por uma nova evidência de metamorfismo prógrado, representado pelo aparecimento de uma anfíbola glaucofanítica (Fig. 7) e por porfiroblastos de clinopiroxenas ricas em Na e Fe^{3+} (Tabela 2). Posteriormente, num evento sin a tardi-fase D_2 , assiste-se a uma retrogradação generalizada na fácies dos xistos verdes (actinolite + clorite + epidoto + albite). Todas estas evidências foram, até ao momento, descritas apenas nas associações compostas por litologias máficas, encontrando-se as rochas félsicas, pelíticas e as fácies carbonatadas quase na sua totalidade retrogradadas. No entanto, a) relíquias preservadas de aragonite (detectadas por Difrakção de Raios-X, FONSECA *et al.*, *in press*) na unidade dos mármore, b) granada + anfíbola sódica, observadas em metavulcanitos dacíticos, c) inclusões de distena em granadas nos metapelitos (MOITA, 1997), d) paragénese de gnaisses félsicos (onde se observaram em equilíbrio relíquias de granada + plagioclase + biotite + fengite) em que se estimaram condições de PT de ~ 8 kbar/ $\sim 580^\circ C$, indicam, claramente, que o evento tectono-metamórfico de alta pressão afectou de igual modo todas estas litologias. A química mineral e os dados termobarométricos permitiram a caracterização e

elaboração de um diagrama P-T-t, que descreve um trajecto no sentido dos ponteiros do relógio com um máximo em fácies de alta pressão (Fig. 8). O trajecto desse diagrama P-T-t mostra um acréscimo das temperaturas e pressão inicial dos $450-500^\circ C/10-12$ kbar para $\sim 650^\circ C/14-16$ kbar (fácies eclogítica). Segue-se um arrefecimento e decompressão para valores de $600-500^\circ C/11-6$ kbar (estádio barroisítico) até valores de temperatura e pressão na ordem dos $400-500^\circ C/4-5$ kbar (fácies dos xistos verdes/epidótica até fácies anfibolítica / simplectítica). Posteriormente, ao último episódio descrito, existe uma sequência de recrystalização mais tardia com zonamentos de anfíbola sódica (glaucófano (barroisite; veja-se Fig. 7b) acompanhada pela presença de clinopiroxena pobre em molécula jadeítica. Estes factos implicam o desenvolvimento de um novo trajecto secundário, no sentido dos ponteiros do relógio (prógrado), sugerindo um novo incremento de pressão antes dos fenómenos de exumação finais. Os dados geoquímicos discutidos por PEDRO (1996) e MOITA (1997) indicam que os protólitos das rochas máficas na fácies eclogíticas eram magmas basálticos toleíticos (Tabela 3). As amostras analisadas possuem padrões de REE transientes entre LREE empobrecidas e LREE levemente enriquecidas, semelhante ao encontrado na maioria dos basaltos das cristas oceânicas. No entanto, contrastando com as características MORB, os eclogitos máficos da ZOM possuem valores baixos de Ni (na maioria dos casos < 50 ppm), evidenciando razões La/Nb (0.7-3.1), semelhantes às assinaturas geoquímicas de toleitos continentais (DUPUY e DOSTAL, 1984).

Os sistemas de cristalização fraccionada fechados, dos magmas MORB podem ser a

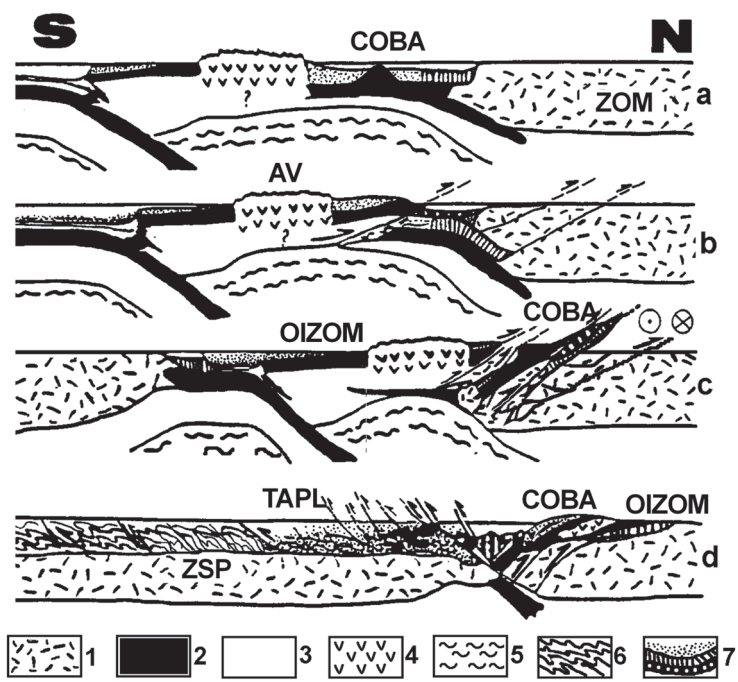


Fig. 8. Processos e mecanismos de obducção das unidades do COBA e OIZOM sobre a margem continental da ZOM, a partir de uma bacia de tipo “rear-arc” (adaptado de DEWEY, 1976) 1 - crusta continental, 2 - crusta oceânica, 3 - manto, 4 - rochas derivadas de um arco vulcânico, 5 - zona de baixa velocidade, 6 - formação de um prisma acrecionário durante as fases de deformação de baixo grau de metamorfismo na ZSP, 7 - margem continental passiva da ZOM.

justificação dos valores baixos de Ni, mas não justificam as grandes variações observadas nas razões de La/Nb, que devem ser o resultado de contaminação da crusta continental do Paleozóico inferior nos magmas em ascensão de tipo MORB, provocando os padrões observados, devido a incrementos de LREE (THOMPSON *et al.*, 1982). Traduzindo alguns destes aspectos, metadacitos eclogitizados, ricos em granada (Tabela 3), encontram-se intimamente associados a litologias máficas eclogitizadas. Estes aspectos representam misturas anatéticas contemporâneas do soco continental ou, em alternativa, casos extremos de assimilação conjuntamente com cristalização

fraccionada. As observações de campo suportam e reafirmam os dados obtidos pela geoquímica em relação à natureza dos eclogitos da ZOM. Os afloramentos em forma de lente ou cunha, apresentando, comumente, boudinagem nas unidades de metapelitos siliciosos e mármore, sugerem que a grande maioria dos protólitos dos eclogitos seriam na sua maioria veios e filões intruídos e/ou injectados nas sequência autóctones epicontinentais do Paleozóico inferior/Proterozóico superior da ZOM. De igual modo, é sugerido que o ambiente tectónico mais provável para estas paragénese reflectirá uma actividade magmática e estiramento crustal associado a

Tabela 3. Análises químicas de rocha total, representativas dos eclogitos da Zona de Ossa-Morena.

Amostra	va7-9 ¹	sf15 ²	va31d ¹	sf12b ²	sf13 ²	va27a ¹
SiO ₂ [wt, %]	49.44	50.08	50.46	51.73	53.87	65.33
TiO ₂	1.70	2.30	2.17	2.66	1.86	0.91
Al ₂ O ₃	13.89	14.21	13.67	14.21	15.53	14.11
Fe ₂ O ₃ ¹	10.37	14.23	13.01	14.23	10.72	6.17
MnO	0.13	0.31	0.21	0.31	0.13	0.06
MgO	6.88	5.72	5.49	5.72	6.29	1.41
CaO	13.46	7.49	9.26	7.49	6.24	2.50
Na ₂ O	2.76	3.10	4.23	3.10	4.75	7.38
K ₂ O	0.09	0.25	0.28	0.25	0.47	0.27
P ₂ O ₅	0.14	0.29	0.24	0.29	0.13	0.23
L.O.I.	0.84	0.93	0.89	0.25	1.91	0.58
Cr [p.p.m.]	46	47	39	47	258	1
Ni	45	33	17	33	24	4
Ba	118	241	53	75	269	84
Nb	3.1	4.4	2.9	5.4	2.8	3.9
Hf	2.3	4.3	3.3	4.6	3.5	5.0
Zr	106	158	150	169	126	198
Y	40	43	39	46	57	46
Th	-	0.85	0.6	0.93	0.53	4.0
La	2.3	9.66	8.00	8.92	8.85	15.3
Ce	9.0	24.2	20	21.7	17.9	30.0
Nd	8.0	18.6	15	21.5	13.9	16.0
Sm	2.97	5.63	4.04	6.10	4.64	4.48
Eu	1.22	1.96	1.39	2.10	1.39	1.06
Gd	-	6.46	-	8.14	5.94	-
Tb	0.90	1.41	1.00	1.36	1.38	1.00
Dy	-	7.14	-	8.45	8.40	-
Ho	-	1.77	-	1.79	2.00	-
Er	-	5.36	-	5.27	6.14	-
Yb	3.75	4.80	3.46	4.54	5.59	4.26
Lu	0.58	0.71	0.51	0.67	0.81	0.65
La/Nb	0.7	2.2	2.8	1.7	3.2	3.9

Análises efectuadas por FRX+INAA; (2) ICP-MS nos 'Activation Laboratories Ltd.' (Canadá)

uma oceanização, durante o Paleozóico inferior, de toda a margem passiva continental do actual bordo S-SW da ZOM.

UM MODELO GEODINÂMICO: CONCLUSÕES

Depois do exposto, propõe-se um modelo geodinâmico para explicar a evolução do contacto entre as ZSP e ZOM, que é considerada uma importante sutura na Cadeia Varisca (e.g., BARD *et al.*, 1973; ANDRADE, 1978; FONSECA e RIBEIRO, 1993; MATTE, 1998). Discutiremos, inicialmente, a polaridade geral da subducção durante o evento tectono-metamórfico de alta pressão e fecho do oceano. Dos pontos de vista tectónico e petrológico, é colocado em evidência o mergulho de uma placa com o sentido para Norte, e o aparecimento contemporâneo de magmatismo orogénico calcoalcalino, a NE da linha de sutura. Com estes dados parece ser evidente um período de subducção em direcção a N ou NE (BARD *et al.*, 1973; SANTOS *et al.*, 1987, 1990). As fácies eclogíticas observadas resultariam da subducção, para N, da margem continental sul da ZOM, envolvendo processos de erosão por subducção (truncatura tectónica) durante o fecho da bacia oceânica de tipo 'back-arc' do COBA (Fig. 9). A exumação das fácies eclogíticas e subsequente instalação das "nappes", no topo do parautóctone da ZOM, deve ter sido efectuada pouco depois dos acontecimentos anteriormente descritos. O empilhamento destas "nappes" produz um novo evento metamórfico (devido ao afundamento da sequência), observável pelo aparecimento da recrystalização dos xistos azuis/crossíticos sobre os eclogitos já retrogradados e sobre algumas unidades parautóctones da ZOM (Fig. 10). Até ao

momento não existem evidências deste evento na fácies dos Xistos azul/crossite, nas litologias dos OIZOM (que ocorrem de igual modo em "nappes" ofiolíticas), o que parece sugerir que a sua instalação seja um estágio já bastante tardio em todo este processo. Durante os impulsos finais de toda esta sequência de eventos, deu-se o desenvolvimento de uma "mélange" tectónica (as Formações de "Xistos de Moura" e de "El Cubito" ARAÚJO *et al.*, 1998), que, por vezes cortam e outras vezes limitam as sequências da ZOM, incluindo os OIZOM e as unidades de alta pressão imbricadas em "nappes". Esta "mélange" evidencia de igual modo imbricação tectónica para N, contemporânea ao processo de instalação dos complexos ofiolíticos. As paragénese de baixa pressão/alta temperatura, no COBA, encontram-se relacionadas com a instalação a quente (QUESADA *et al.*, 1994), enquanto recrystalizações metamórficas de temperatura baixa a intermédia, nas unidades dos OIZOM, reflectem uma intensa deformação mais superficial, associada a um domo térmico do Carbónico inferior (DALLMEYER *et al.*, 1993) na ZOM. O modelo clássico de DEWEY (1976) de obducção de complexos ofiolíticos foi aplicado com algum sucesso ao ofiolito de Taitao no Chile (e.g., RAMOS e KAY, 1992; NELSON *et al.*, 1993; LAGABRIELLE *et al.*, 1994; FORSYTHE e NELSON, 1995), partilhando também algumas características peculiares com o COBA. A aplicação deste modelo também pode explicar algumas características particulares observadas no ramo sul da sutura Varisca Ibérica, tais como (Fig. 9): a) obducção do complexo ofiolítico para norte, em parte coevo do magmatismo orogénico no bordo continental da ZOM (Silúrico sup. – Devónico inf. [?]), o que demonstra uma

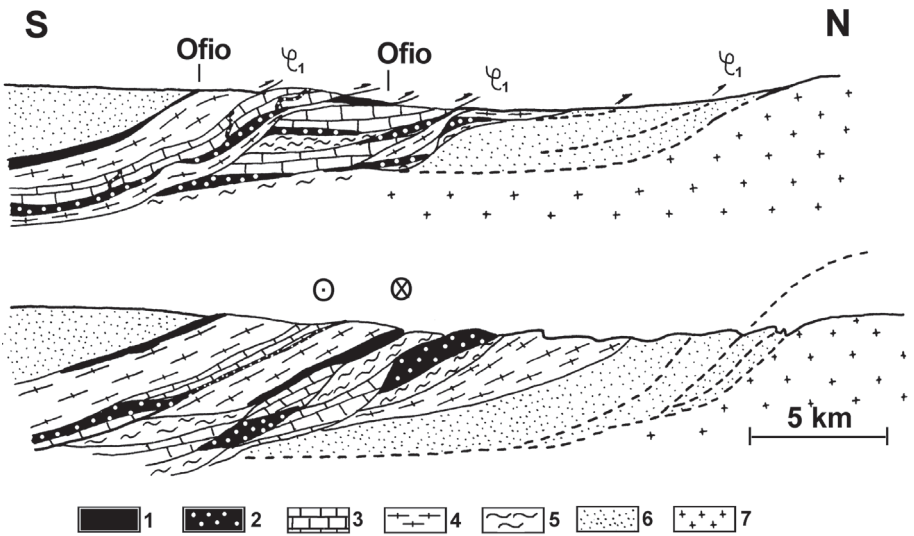


Fig. 9. Corte estrutural interpretativo de um sector da ZOM. 1- mantos ofiolíticos (OIZOM); 2- rochas máficas em fácies eclogítica; 3- mármore por vezes com aragonite (atribuídos ao Câmbrio inf. [?]); 4- gnaisses félsicos; 5- soco atribuído ao Proterozóico sup.; 6- unidades tectonicamente imbricadas indiferenciadas (“*mélange*” tectónica); 7- sequências para-autóctones indiferenciadas da Zona de Ossa-Morena.

subducção igualmente com polaridade para N (FONSECA e RIBEIRO, 1993); b) a geoquímica do COBA (QUESADA *et al.*, 1994) que indica claramente que a obducção do complexo ofiolítico provém de uma bacia de tipo ‘back-arc’, instalada sobre o bordo da margem continental da ZOM; c) a existência de retalhos de litologias atribuídas a um arco, contemporâneas da actuação de tipo supra-subducção, carreadas conjuntamente e sobre o COBA (QUESADA *et al.*, 1994); d) a existência de perfis geofísicos (dados inéditos, não publicados) atravessando a fronteira ZOM/ZSP, e que mostram canais de alta velocidade, correspondendo aos lugares geométricos atribuíveis a crusta oceânica e evidenciando uma geometria de tipo “flake tectonics”) uma geometria muito contrastante entre o ofiolito de Beja-Acebuches e os ofiolitos internos da ZOM,

o que sugere a possibilidade de derivações de diferentes bacias oceânicas.

Pelos motivos expostos, propomos o seguinte modelo geodinâmico para a região (veja-se Fig. 9): num período ante-Eifeliano abre-se uma bacia oceânica entre a Ibéria e o Gondwana (RIBEIRO *et al.*, 1990). A subducção deste grande oceano, para norte, gera a abertura de uma mais pequena bacia de ‘back-arc’, com a geração do respectivo arco intraoceânico associado, a sul. A continuação da subducção (em fases mais tardias, já envolvendo litologias da margem continental) produz o episódio tectono-metamórfico representado pelas fácies eclogíticas da ZOM, coevo da obducção de retalhos ofiolíticos, e da imbricação tectónica de um arco para norte. Segue-se a total subducção e consumo do oceano situado a Sul (provavelmente no Devónico superior),

produzindo as estruturas vergentes para W-WNW da ZOM, culminando toda o processo com a colisão entre o terreno continental da ZOM e a ZSP, durante o Carbónico.

AGRADECIMENTOS

O presente trabalho recebeu apoio do projecto MODELIB (POCTI/35630/CTA/2000–FEDER). Os autores agradecem ao Prof. A. A. Soares de Andrade (UA) e ao

Doutor Helder I. Chaminé (ISEP, MIA-UA) a leitura crítica e cuidada do manuscrito, bem como as sugestões efectuadas. Agradecem também a todos os colegas portugueses e espanhóis, as vastas e profícuas discussões no campo (“em cima dos afloramentos”) sobre a complexa geologia da Zona de Ossa-Morena.

Recibido: 20-2-2004

Aceptado: 8-6-2004

REFERÊNCIAS

- ANDRADE A. S. (1968). On the Santana serpentinized ultramafic rocks, Portel-Vidigucira region. *Mem. Not.*, Coimbra, 66: 3-14.
- ANDRADE A. S. 1978. The problem of ophiolites in Meso-Europe. *Mem. Not.*, Coimbra, 85: 37-41.
- ANDRADE A. S. (1983). *Contribution a l'analyse de la suture Hercynienne de Beja (Portugal), Perspectives métallogéniques*. INPL, Université de Nancy. 137 pp. (Tese de Doutoramento)
- ANDRADE A. S. (1985). Les deux associations basiques-ultrabasiques de Beja (Portugal méridional) sont-elles des ophiolites hercyniennes?. *Ophioliti*, 10 (2/3): 147-160.
- APTED M. J. e LIOU J. G. (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*. Universidade de Évora. 200 pp. (Tese de Doutoramento)
- ARAÚJO A., FONSECA P. e MUNHÁ J. (1993). Ossa Morena ophiolites. *Terra Abstracts Supplement* n. 6, Terra Nova, 5. pp. 8.
- ARAÚJO A., FONSECA P., RIBEIRO A. e MUNHÁ J. (1998). The structure of the southern margin of the Iberian autochthonous terrane and relations with the Paleozoic suture zone (Portugal). *Actas X Congresso Latino-americano de Geologia* (Buenos Aires, Argentina), 2: 29-34.
- BARD J. P., CAPDEVILA R., MATTE Ph. e RIBEIRO A. (1973). Geotectonic model for the Iberian Variscan Orogen. *Nat. Phys. Sci.*, 241: 50-52.
- BROWN E. H. (1977). The crossite content of Ca-amphibole as a guide to pressure of metamorphism. *J. Petrol.*, 18: 53-72.
- BRUN J. P. e BURG J. P. (1982). Combined thrusting and wrenching in the Ibero-Armorican Arc: a corner effect during continental collision. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 61: 319-332.
- BURG J. P., BALE P., BRUN J. P. e GIRARDEAU J. (1987). Stretching lineation and transport direction in the Ibero-Armorican Arc during the Siluro-Devonian collision. *Geodinamica Acta*, 1: 71-87.
- COISH R. A., HICKEY R. e FREY F. A. (1982). Rare earth element geochemistry of the Betts Cove ophiolite, Newfoundland: complexities in ophiolitic formation. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46: 2117-2134.
- 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*. Universidad de Sevilla. (Tesis Doctoral)
- CRESPO-BLANC A. e OROZCO M. (1988). The southern Iberian Shear Zone: a major boundary in the Hercynian folded belt. *Tectonophysics*, 148: 221-227.
- DALLMEYER D., FONSECA P. E., QUESADA C. e RIBEIRO A. (1993). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral age constraints for the tectonothermal evolution of a Variscan Suture in SW Iberia. *Tectonophysics*, 222: 177-194.
- DEWEY J. F. (1976). Ophiolite Obduction. *Tectonophysics*, 31: 93-120.
- DUPUY C. e DOSTAL J. (1984). Trace element geochemistry of some continental tholeiites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 67: 61-69.
- DUPUY C., DOSTAL J. e BARD J. P. (1979). Trace element geochemistry of Paleozoic amphibolites from SW Spain. *Tscherm. Min. Petr. Mitt.*, 26: 87-93.
- ELLIS D. J. e GREEN D. H. (1979). An experimental study on the effects of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 71: 13-22.
- ERNST W. G. (1979). Coexisting sodic and calcic amphiboles from high pressure metamorphic belts and the stability of barroisitic amphibole. *Min. Mag.*, 43: 269-278.
- FONSECA P. E. (1995). *Estudo da sutura Varisca no SW Ibérico nas regiões de Serpa-Béja-Torrão e Alentejo-Viana do Alentejo*. Universidade de Lisboa, 325 pp. (Tese de Doutoramento)
- FONSECA P. E. (1997). Domínios meridionais de Zona de Ossa-Morena e limites com a Zona Sul Portuguesa: metamorfismo de alta pressão relacionado com a Sutura Varisca Ibérica. In: ARAÚJO, A. A. e PEREIRA, M. F., Eds., *Estudo sobre a Geologia da Zona de Ossa-Morena (Macizo Ibérico), Homenagem ao Prof. Francisco Gonçalves*. Universidade de Évora. pp. 133-168.
- FONSECA P. E. e RIBEIRO A. (1993). Tectonics of the Beja-Acebuches Ophiolite: a major suture in the Iberian Variscan Foldbelt. *Geol. Rundsch.*, 82: 440-447.
- FONSECA P. E., ARAÚJO A., LEAL N. e MUNHÁ J. (1993). Variscan glaucophane eclogites in the

- Ossa Morena Zone. *Terra Abstracts Supplement* n. 6, Terra Nova, 5: 11-12.
- FONSECA P. E., MUNHÁ J., PEDRO J. C., MOITA P., ARAÚJO A., ROSAS F. e LEAL N. (1999). Variscan ophiolites and high-pressure metamorphism in Southern Iberia. *Ophioliti*, 24/2: 259-268.
- FORSYTHE R. e NELSON E. (1985). Geological manifestations of ridge collision: evidence from the Golfo de Penas – Taitao basin, Southern Chile. *Tectonics*, 4(5): 477-495.
- GRAHAM C. M. e POWELL R. (1984). A garnet-hornblende geothermometer: calibration, testing and application to the Pelona Schist, southern California. *J. Metam. Geol.*, 2: 13-31.
- HODGES K. V. e CROWLEY P. D. (1985). Error estimation and empirical geothermobarometry for pelitic systems. *Am. Mineral.*, 70: 702-709.
- HOLLAND T. J. B. e POWELL R. (1998). An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *J. Metam. Geol.*, 16: 309-343.
- JOHANNES W. e PUHAN D. (1971). The calcite-aragonite transition reinvestigated. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 31: 28-38.
- KOHN M. J. e SPEAR F. S. (1990). Two new geobarometers for garnet amphibolites, with applications to southern Vermont. *Am. Mineral.*, 75: 89-96.
- LAGABRIELLE Y., Le MOIGNE J., MAURY R., COTTON J. e BOURGOIS J. (1994). Volcanic record of the subduction of an active spreading ridge, Taitao Peninsula (southern Chile). *Geology*, 22: 515-518.
- MARUYAMA S., SUZUKI K. e LIOU J. G. (1983). Greenschist-amphibolite transition equilibria at low pressures. *J. Petrol.*, 24: 583-604.
- MARUYAMA S., CHO M. e LIOU J. G. (1986). Experimental investigations of blueschist-greenschist transition equilibria: pressure dependence of Al_2O_3 contents in sodic amphiboles: a new geobarometer. *Mem. Geol. Soc. Am.*, 164: 1-16.
- MATEUS A., FIGUEIRAS J., GONÇALVES M. e FONSECA P. E. (1999). Evolving fluid circulation within the Beja-Acebuches Variscan Ophiolite Complex (SE, Portugal). *Ophioliti*, 24 (2): 269-282.
- MATTE Ph. (1986). Tectonics and plate tectonic models for the Variscan Belt of Europe. *Tectonophysics*, 126: 329-374.
- MATTE Ph. (1998). Continental subduction of HP rocks in Paleozoic orogenic belts: Uralides and Variscides. *GFF*, 120: 209-222.
- MOITA P. (1997). *Caracterização petrográfica e geoquímica do metamorfismo de alta pressão no sector de Viana do Alentejo-Alvito (Zona de Ossa Morena)*. Universidade de Lisboa, 158 pp. (Tese de mestrado)
- MUNHÁ J., OLIVEIRA J. T., RIBEIRO A., OLIVEIRA V., QUESADA C. e KERRICH R. (1986). Beja-Acebuches Ophiolite characterization and geodynamic significance. *Maleo*, Lisboa, 2 (13). pp. 31.
- MUNHÁ J., RIBEIRO A., FONSECA P. E., OLIVEIRA J., CASTRO P. e QUESADA C. (1989). Accreted terranes in Southern Iberia: the Beja-Acebuches Ophiolite and related oceanic sequences. *Abstracts 28th International Geological Congress*, Washington, 2: 481-482.
- NELSON E., FORSYTHE R., DIEMER J., ALLEN M. e URBINA O. (1993). Taitao ophiolite: a ridge collision in the forearc of southern Chile (46°S). *Revista Geologica de Chile*, 20: 137-165.
- NEWTON R. C. (1986). Metamorphic temperatures and pressures of Group B and C eclogites. *Memoir Geol. Soc. Am.*, 164: 17-30.
- PEDERSEN R. B. e 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: 277-293.
- PEDRO J. (1996). *Estudo do metamorfismo de alta pressão na área de Safira (Montemor-o-Novo), Zona de Ossa Morena*. Universidade de Lisboa, 69 pp. (Tese de mestrado)
- PEDRO J., ARAÚJO A., FONSECA P. e 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. *Comun. Inst. Geol. Min.*, Lisboa, 84(1): 138-141.
- PERCHUK L. L. e LAVRENTEVA I. V. (1983). Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite. In: SAXENA S. K., Ed., *Kinetics and equilibrium in mineral reactions. Advances in Physical Geochemistry*, Springer-Verlag, 3: 199-240.
- PIÇARRA J. M. e GUTIERREZ-MARCO J. C. (1992). Estudo dos Graptólitos Silúricos do Flanco Oriental do Anticlinal de Moura-Ficalho (Sec-

- torde Montemor-Ficalho, Zona de Ossa Morrena, Portugal). *Comun. Serv. Geol. Portg.*, Lisboa, 78 (1): 23-29.
- POWELL R. e HOLLAND T. J. B. (1988). An internally consistent thermodynamic data set with uncertainties and correlations: 3. application methods, worked examples and a computer program. *J. Metam. Geol.*, 6: 173-204.
- QUESADA C., FONSECA P., MUNHÁ J., OLIVEIRA J. e RIBEIRO A. (1994). The Beja-Acebuches Ophiolite (Southern Iberia Variscan Foldbelt): geological characterization and geodynamic significance. *Boletín Geológico y Minero de España*, Madrid, 105 (1): 3-49.
- RAMOS V. e KAY S.M. (1992). Southern Patagonian plateau basalts and deformation: back-arc testimony of ridge collisions. *Tectonophysics*, 205: 261-282.
- RIBEIRO A., QUESADA C. e DALLMEYER D. (1990). Geodynamic Evolution of the Iberian Massif. In: DALLMEYER D. & MARTINEZ-GARCIA E., Eds., *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, pp. 398-409.
- SANTOS J. F., MATA J., GONÇALVES F. e MUNHÁ J. M. (1987). Contribuição para o conhecimento geológico-petrológico da região de Santa Suzana: o Complexo Vulcano-Sedimentar da Toca da Moura. *Comun. Serv. Geol. Portg.*, Lisboa, 73: 29-48.
- SANTOS J. F., ANDRADE A. S. e MUNHÁ J. M. (1990). Magmatismo orogénico Varisco no limite meridional da Zona de Ossa-Morena. *Comun. Serv. Geol. Portg.*, Lisboa, 76: 91-124.
- SAUNDERS A.D. e TARNEY J. (1991). Back-arc basins. In: FLOYD P. A., Ed., *Ocean Basalts*. Blackie, pp. 219-263.
- SUN S.-S. e HANSON G.N. (1976). Rare earth element evidence for differentiation of McMurdo volcanics, Ross Island, Antarctica. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 54: 139-155.
- SUN S.-S. e NESBITT R.W. (1977). Chemical heterogeneity of the Archean mantle, composition of the bulk earth and mantle evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 35: 139-155.
- SUN S.-S., NESBITT R. W. e SHARASKIN A. (1979). Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 44: 119-138.
- THOMPSON R. N., DICKIN A. P., GIBSON I. L. e MORRISON M. A. (1982). Elemental fingerprints of isotopic contamination of Hebridian Palaeocene mantle-driven magmas by Archean Sial. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 79: 159-168.