

Ocorrência de aragonite em mármore da região de Alvito-Viana do Alentejo (Zona de Ossa-Morena): significado geodinâmico

Aragonite bearing marbles of the Alvito-Viana do Alentejo region (Ossa-Morena Zone): geodynamic consequences

FONSECA, P. E.¹; FONSECA, M. M.² & MUNHÁ, J. M.³

Abstract

The main goal of this work is to present detailed data concerning mineralogical and structural studies carried out on the marble unit in Alvito-Viana do Alentejo structural domain (Ossa-Morena Zone, Iberian Variscides, SW Portugal). In addition, we discuss tectonic features of black metapelitic-graphitic outcrops representing structural imbrications related to 'Água de Peixes - Série Negra', and other Ossa-Morena Zone lithologies, in Ossa-Morena Zone, geological as well as litho- and tectonostratigraphic boundaries, are usually coincident with major thrusts and overthrusts. The preservation of aragonite in marbles and kyanite in metapelitic associations, indicate that High-Pressure metamorphism also affected some of these metasedimentary lithologies during Variscan times.

Key words: aragonite marbles, high-pressure metamorphic event, tectonic imbrications, subduction, SW Iberian Variscides.

- (1) Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências de Lisboa de Lisboa e Laboratório de Tectonofísica e Tectónica Experimental (LÁTTEX), Edifício C6, 2º Piso Campo Grande 1748-016 Lisboa, Portugal. (pefonseca@fc.ul.pt)
- (2) Centro de Estudos de Pedologia do Instituto de Investigação Científico Tropical (IICT), Tapada da Ajuda, 1399 Lisboa Codex, Portugal.
- (3) Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências de Lisboa e Centro de Geologia da Universidade de Lisboa, Edifício C2, 5º Piso Campo Grande 1748-016 Lisboa, Portugal.

INTRODUÇÃO

As litologias do Paleozóico inferior, afectadas pela orogenia Varisca, no Terreno Autóctone Ibérico [TAI] (Zona de Ossa-Morena, ZOM) encontram-se assentes em discordância sobre um substrato atribuído ao Proterozóico superior. A ZOM evidencia uma história geológica extremamente complexa, tanto do ponto de vista estratigráfico como tectonometamórfico. Envolve, em traços largos, o crescimento de um arco magmático, numa crosta continental, e subsequente deformação, durante os eventos de acreção sobre um antigo TAI (Precâmbrico superior (?), orogenia Cadomiana) (e.g., QUESADA, 1991; QUESADA *et al.*, 1994; FONSECA, 1997; FONSECA *et al.*, 1999). No que respeita ao metamorfismo, desde sempre a ZOM foi considerada como possuindo uma alternância muito vincada de cinturas de baixo grau e de médio a alto grau, que se desenvolveram durante os ciclos tectonotérmicos do Proterozóico superior e Varisco.

No início dos anos noventa, do Século XX, ocorrências de alta pressão (“High-Pressure”, HP) foram assinaladas e estudadas no sector mais meridional da parte portuguesa da ZOM, intimamente relacionadas com imbricações tectónicas de Complexos Ofiolíticos (FONSECA *et al.*, 1993; FONSECA, 1995; 1997; FONSECA *et al.*, 1999). Neste trabalho vamos reportar apenas aos sectores meridionais da ZOM, já que a problemática dos sectores a Norte — faixa de cisalhamento de Porto–Coimbra–Tomar — terão de ser abordados separadamente devido à sua complexidade estrutural e tectonoestratigráfica (e.g., CHAMINÉ, 2000; CHAMINÉ *et al.*, 2000, 2003). Deste modo nesta apresentação vamos abordar o sector

de Alvito-Viana do Alentejo, circunscrito na ZOM, cujo substrato é atribuído ao Proterozóico e incluído na Unidade de Água de Peixes (CARVALHOSA, 1972, 1983a,b; TEIXEIRA, 1981; TEIXEIRA e GONÇALVES, 1980; GONÇALVES, 1971).

TRABALHOS PRÉVIOS

Trabalhos anteriores sobre a ZOM referem a existência de um metamorfismo de idade precâmbrica pelo menos em três áreas, a saber:

- no domínio de Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina, o mais setentrional da ZOM (CRESPO-BLANC, 1989) e onde o grau metamórfico varia desde a fácies dos xistos verdes até à fácies anfíbolítica.

- ao longo da faixa metamórfica de Abrantes-Portalegre-Badajoz-Córdova, em que os metamorfitos do Precâmbrico foram intensamente cisalhados, assim como as rochas intrusivas do Paleozóico inferior (Câmbrico superior a Ordovícico superior segundo PRIEM *et al.*, 1970). A petrofábrica metamórfica e a paragénese são do Precâmbrico, o que prova a existência de um metamorfismo de alto grau (QUESADA e MUNHÁ, 1990) e de pressão intermédia do tipo Barroviano (BURG *et al.*, 1981), com essa idade.

- finalmente, no núcleo do antiforma de Olivenza-Monasterio constituído por rochas precâmblicas que foram metamorfizadas em alto grau, reflectindo, segundo QUESADA (1991) e QUESADA e MUNHÁ (1990), os efeitos de um grande doma térmico. Estes autores atribuem este acontecimento térmico ao ciclo precâmbrico superior, se bem que, como em muitos outros sectores da ZOM, não existam datações radiométricas.

Relacionado com o metamorfismo varisco podem observar-se pelo menos quatro áreas distintas, de génese e constituição muito diversa; três delas já referidas em trabalhos anteriores a 1993:

- em primeiro lugar, referencia-se o doma térmico da Serra Albarrana (CRESPO-BLANC, 1989), no domínio do mesmo nome, e em que trabalhos recentes (SIMANCAS *et al.*, 2003) indicam que o metamorfismo foi produzido durante a orogenia varisca. O metamorfismo referido enquadra-se entre a fácies dos xistos verdes à fácies anfíbolítica de alta temperatura.

- ao longo da faixa setentrional da ZOM, a grande maioria das rochas paleozóica foram metamorizadas na fácies dos xistos verdes de baixa temperatura (QUESADA, 1991).

- por fim, no Maciço de Évora-Beja-Aracena (CRESPO-BLANC, 1989), desenvolveu-se um metamorfismo térmico de grau médio, a muito alto. Este metamorfismo, na Serra de Aracena, foi estudado por BARD (1969) e, posteriormente, por CRESPO-BLANC (1989). No sector do Vale do Guadiana, Serpa, Ventosa, Beja e Ferreira do Alentejo vários dados e suas respectivas interpretações podem ser encontrados em QUESADA *et al.* (1994), FONSECA (1995), FONSECA *et al.* (1999), MATEUS *et al.* (1999), FIGUEIRAS *et al.* (2002), entre outras.

Porém, até 1992 nunca se tinha referenciado, no bordo S e SW, qualquer existência de fenómenos variscos de alta pressão (HP) para a ZOM. Contrastando com o descrito por CARVALHOSA (1972; 1983a, 1986), foi encontrado e estudado um episódio de alta pressão, inicialmente apenas localizado numa área circundante de Alvito-Água de Peixes-Viana do Alentejo (FONSECA *et al.*, 1993; FONSECA, 1995;

ROSAS, 1996; MOITA, 1997; FONSECA *et al.*, 1999; LEAL, 2001) (Fig. 1). Trata-se, nesta região de um empilhamento de várias unidades tectonometamórficas. Dela fazem parte, xistos carbonosos por vezes com abundante grafite (nestes materiais referem-se ainda ocorrência esporádicas de hidrocarbonetos; MOÇO *et al.*, 2002; FONSECA *et al.*, 2002), micaxistos biotíticos granatíferos (atribuídos por muitos autores à “Série Negra”, i.e., Série de Água de Peixes; e.g., FONSECA, 1995), gnaisses félsicos —com evidências de alto grau metamórfico, ou seja, granulitos félsicos— extremamente deformados (atribuídos por enquadramento ao topo do Proterozóico (CARVALHOSA, 1983b; TEIXEIRA, 1981; LIÑÁN e PALÁCIOS, 1983; PALÁCIOS, 1983); rochas carbonatadas puras, impuras e calcossilicatadas (Unidade dos Mármore, atribuída por correlação à base do Cámbrico ou pelo menos ao Paleozóico inferior; (CARVALHOSA, 1972), com filões e/ou intercalações de rochas máficas, intermédias e mesmo félsicas e, finalmente, filonitos e xistos sericíticos, com intercalações de léditos e/ou quartzitos negros (atribuídos aos Xistos de Moura; ARAÚJO *et al.*, 1998). Todo o conjunto, e/ou partes significativas dele, esteve sujeito a um evento tectonometamórfico de alta pressão (FONSECA, 1995; MOITA, 1997; FONSECA *et al.*, 1999; LEAL, 2001).

Posteriormente a esta descoberta, a ocorrência de litofácies de alta pressão tem vindo a ser referenciada em muitos outros sectores da ZOM, alargando-se já a uma área considerável, como seja a delimitada pelos sectores de Moura (xistos azuis de Moinho de Vilares), Évora e Safira (Montemor-o-Novo) (FONSECA, 1995; PEDRO *et al.*, 1995); e, até mesmo, na região de Évora.



Figura 1. Mapa geológico esquemático do sector meridional da ZOM (Maciço de Évora-Beja) e domínios envolventes. Mostra preferencialmente a distribuição das litologias máficas em facies eclogítica e/ou xistos azuis das zonas de: A-Alvito; B-Viana do Alentejo; C-Safira e D-localização do sector da Unidade dos Mármore com Aragonite (Cachopos) (adaptado e modificado de QUESADA *et al.*, 1994; FONSECA, 1995). 1 - Cobertura Cenozóica. 2 - Complexo vulcânico da Toca da Moura-S. Cristóvão. 3 - Complexo vulcânico/sub-vulcânico de Odivelas. 4+5 - Rochas plutónicas máficas e intermédias (CIB - Complexo Ígneo de Beja). 6 - COBA - Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches. 7 - Terreno Acrecionário do Pulo do Lobo. 8 - Terreno Autóctone Ibérico / Zona de Ossa Morena indiferenciada.

ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO

Passamos a descrever algumas das unidades mais importantes e relevantes para este estudo no sector de Alvito-Viana do Alentejo. A unidade dos metassedimentos de Alvito-Águas de Peixes (correlacionável com a “Série Negra” de Águas de Peixes; CARVALHOSA, 1972) pode ser identificada ao longo da ZOM em variadíssimos locais, tanto do Alto Alentejo, como da

Serra Morena Ocidental (Espanha, BARD, 1969, 1970), tomando vários nomes locais (e.g., Série de Mares). Encontra-se muito bem representada na estrutura de Alvito-Viana do Alentejo e, localmente, toma o nome de “Série Negra de Água de Peixes” (CARVALHOSA, 1972; FONSECA, 1995; 1997; FONSECA *et al.*, 1999; ROSAS, 1996, 2003). Esta unidade enquadra-se cartograficamente e, de um modo grosseiro, entre a estrutura definida pelos mármore

de Alvito-Viana do Alentejo, a W e uma extensa mancha de “Xistos de Moura”, que se desenvolve para Leste. É, essencialmente, constituída por micaxistos (por vezes muito grafitosos, ou seja, com uma quantidade de matéria orgânica muito elevada já anteriormente referida por PALÁCIOS, 1983; LIÑÁN e PALÁCIOS, 1983; GONÇALVES e PALÁCIOS, 1984; POUS *et al.*, 2004), pelitos, rochas calcossilicatadas e liditos e/ou chertes negros (FONSECA, 1995). Possui, por vezes, intercalações (muitas menores), de rochas félsicas e máficas. Intimamente associada a esta unidade podem observar-se, localmente, mas em grandes manchas de afloramento, gnaisses félsicos ortoderivados, podendo até observar-se em alguns locais restitos dos granitos originais.

A unidade dos metassedimentos de Alvito-Águas de Peixes compreende, fundamentalmente, metassedimentos pelítico-siliciosos e metavulcanitos félsicos e máficos. Os metassedimentos pelíticos são constituídos por xistos negros (*s.l.*), localmente micaxistos granatíferos, filitos sericíticos e grafitosos. A associação mineralógica mais comum, observada nos metassedimentos, é constituída por moscovite, biotite verde acastanhada, quartzo, clorite, porfiroblastos de albite, e grafite numa poalha fina e muito dispersa. Como habitualmente acontece nas unidades correlacionáveis com a “Série Negra”, os metaliditos e/ou metachertes negros são comuns e, por vezes, até abundantes. O quartzo é xenomórfico, disposto em mosaico granoblástico (CARVALHOSA, 1972). Esta unidade exhibe um bandado composicional característico, proveniente da alternância de bandas ricas em sílica, de granularidades diferentes, e da intercalação da poalha de grafite. Estes níveis apresentam, no geral, espessuras decimétricas, raramen-

te métricas. Em alguns locais, porém, a componente grafitosa é muito forte, ocorrendo localmente impregnações vestigiais de hidrocarbonetos. A grafite apresenta um aspecto negro a cinzento escuro; observação fácil de referenciar no campo e, mesmo, em amostra de mão.

Na “Série Negra de Água de Peixes” os metavulcanitos ácidos apresentam frequentemente, em lâmina delgada, blastos de albite, muito desenvolvidos, para além do quartzo e do feldspato alcalino. Também podem apresentar abundantes porfiroblastos de granada, com texturas helicíticas, como acontece a Oeste da Capela de Santa Luzia. Análises químicas, referidas por CARVALHOSA (1983a), indicam que estas litologias são alcalinas, sódicas, e que, nos níveis mais altos da sequência, revelam texturas piroclásticas residuais. As granadas helicíticas ou, como é mais comum nas imediações de Alvito e Águas de Peixes, os vazios correspondentes ao possível desaparecimento por alteração da granada apresentam vesículas com vestígios de óxidos de Fe. O zircão e o rútilo são minerais secundários, também abundantes. A granada, quando ainda visível, mostra inclusões com estruturas “em bola de neve”, sendo esta blastese pós-fase D₁, a sin-fase D₂. Para Leste, as rochas desta unidade desaparecem por um biselamento tectónico, passando aos “Xistos de Moura”. Por sua vez, estes xistos, assentam, por acidente, em todos os locais observados, sobre as litologias correlacionáveis com a “Série Negra” sendo a natureza da passagem entre estes dois grupos muito polémica entre os autores (e.g., ROSAS, 2003; ARAÚJO, 1995; FONSECA, 1995). Destas observações pode concluir-se que esta unidade favorece em grande medida a ocorrência de acidentes tectónicos, de gran-

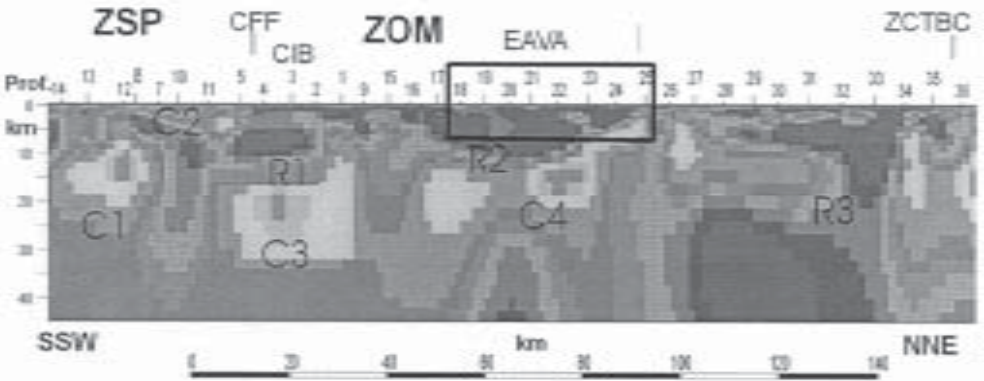


Figura 2a. Perfil bidimensional de resistividade eléctrica (obtido através de inversão MT, adaptado de ALMEIDA *et al.*, 2001). CFF – Cavalgamento de Ferreira-Ficalho; CIB – Complexo Ígneo de Beja; EAVA – estrutura de Alvito-Viana do Alentejo; ZCTBC – zona de cisalhamento de Tomar-Badajoz-Córdova.

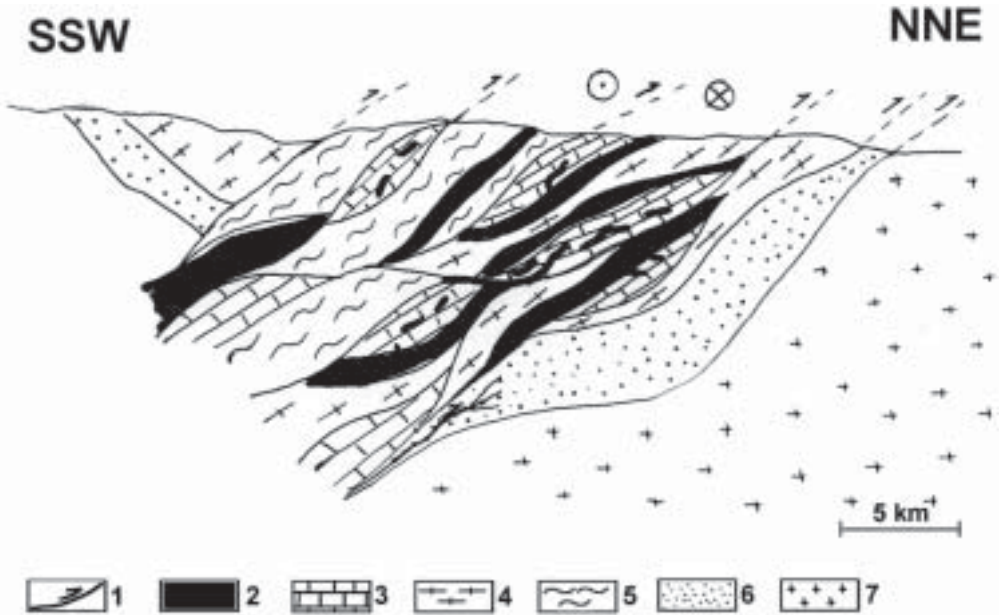


Figura 2b. Corte geológico interpretativo do sector da EAVA (adaptado de FONSECA, 1995). 1- acidentes tectónicos (cavalgamentos e carreamentos) condicionadores da estruturação imbricada do sector; 2- Rochas máficas em fácies eclogítica e/ou dos xistos azuis, por vezes contidas e *boudinadas* no interior da unidade dos mármore; 3- unidade dos mármore localmente com aragonite; 4- unidade de gnaisses félsicos – granulitos félsicos; 5- “Série Negra” de Água de Peixes; 6- Unidades imbricadas indiferenciadas (e.g., ‘*mélanges*’ tectónicas e/ou Xistos de Moura); 7- outras sequências parautoctones da Zona de Ossa-Morena.

de extensão, devido às suas características reológicas. Alguns dos acidentes tectónicos (carreamentos) de maior flecha, que imbricam diversas unidades aflorantes na região, ocorrem, precisamente, tendo como “unidade lubrificante” a unidade de metassedimentos de Água de Peixes. Estudos recentes mostram uma grande importância desta unidade ao desenvolverem condutores geoelectrónicos e térmicos em profundidade (ALMEIDA *et al.*, 2001). Trabalhos desenvolvidos no âmbito da geofísica mostram a importância destes afloramentos de rochas grafitosas que afloram com espessuras verticais na ordem dos 2 a 8 metros. Do ponto de vista da estrutura mostram um bom condutor em profundidade e na vertical da zona de Albergaria dos Fusos, com uma forte inclinação para o sector sul (Fig. 2). Análises preliminares evidenciam 10 a 15% de Carbono, não havendo ainda dados concretos sobre a sua

origem. Enquanto alguns dos dados mostram uma origem orgânica do tipo algal não estruturado e, finamente disseminado (MOÇO *et al.*, 2002); outros dados apontam para uma natureza inorgânica evoluída termicamente, evidenciando uma alta organização estrutural (FONSECA *et al.*, 2002).

Tectonicamente, imbricadas na “Série Negra de Água de Peixes”, podem encontrar-se rochas básicas, metamorfizadas, sob condições de alta pressão, como acontece no Monte da Condessa. No actual contexto da ZOM, a unidade metabásica de alta pressão é, sem dúvida, a mais importante de todo o sector de Alvito-Viana do Alentejo. Estudos de pormenor realizados nestas litologias descrevem um percurso inicial metamórfico — Pressão-Temperatura-Tempo (Fig. 3) — prógrado característico (FONSECA *et al.*, 1993; FONSECA, 1995; MOITA, 1997; FONSECA *et al.*, 1999), atingindo a fácies

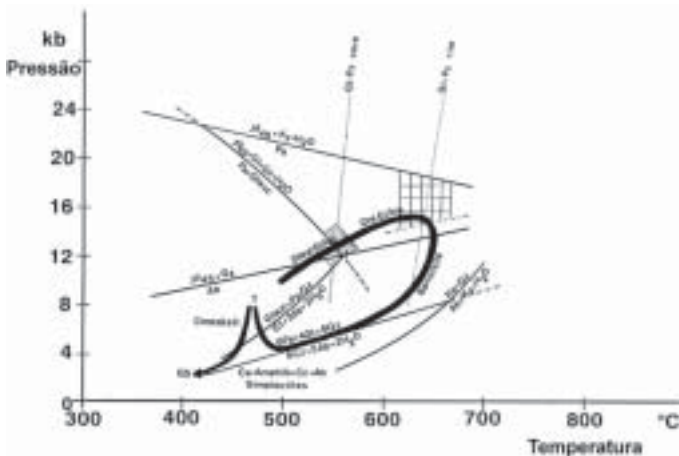


Figura 3. Diagrama de Pressão-Temperatura-tempo (PTt) elaborado a partir dos dados geotermobarométricos obtidos em rochas máficas polimetamórficas do sector de Alvito-Viana do Alentejo (FONSECA *et al.*, 1993; FONSECA, 1995).

eclogítica; segue-se-lhe o retorno a gradientes termobarométricos normais em condições de retrogradação na fácies anfibolítica/xistos verdes.

De um modo grosseiro (em amostra de mão), podem reconhecer-se três estádios de metamorfismo nas litologias xistentas da “Série Negra”:

- um estádio inicial característico e muito típico da região de Águas de Peixes (Monte da Condessa), da Capela de S^{ta} Luzia e do Monte dos Luzios. Observa-se uma rocha muitíssimo densa, de cor esverdeada clara (quando a onfacite é abundante) ou escura (quando o glaucófano é abundante). Esta rocha tem intensas pontuações de granada, vermelho muito vivo. A granada nestas condições poderá ter uma dimensão desde o milímetro a 0.5 centímetro. Esta rocha, extremamente dura, aflora geralmente bem, no topo dos montes. Ao microscópio, esta rocha corresponde ao eclogito bem preservado.

- um estádio intermédio, mais abundante que o anterior. É constituído por uma rocha de cor verde escuro (característica dos anfibolitos), onde, em alguns casos, ainda é possível observar relíquias de granada; o verde claro da piroxena sódica nunca é visível. Neste estádio observa-se, numa matriz anfibolítica de aspecto simplectítica, o crescimento de mica branca (paragonite) e clinozoisite, muito abundantes que acompanham a anfibola verde (horneblenda/Actinolite). Em alguns locais, constata-se ainda o aparecimento (incipiente) de plagioclase (albite), envolvendo as relíquias de granada.

- um estádio final ainda mais abundante e muito generalizado em todo este sector da ZOM. Em amostra de mão trata-se de anfibolitos, fortemente pontuados por nú-

cleos brancos (porfiroblastos) de albite. A restante matriz é constituída por anfibola verde, epidoto e clorite. No entanto, o mais característico é o forte pontuado branco da plagioclase. No contexto polimetamórfico destas litologias, este estádio corresponde ao reequilíbrio final (blastese de albite) e total substituição da granada preexistente.

Sem dúvida que um dos aspectos mais importantes da “Série Negra de Água de Peixes” é o facto de se encontrar tectonicamente imbricada em quase todas as outras unidades geológicas. Apresenta, invariavelmente, cisalhamentos muito importantes, associados. Deste modo, é comum encontrarem-se rochas máficas eclogitizadas (ou os seus estádios retrogradados), no interior de mármore, imbricados na “Série Negra de Água de Peixes”, entre os gnaisses félsicos ortoderivados e também intercalados nos “Xistos de Moura”. Estes factos indicam a forte complexidade tectónica deste sector. Como já se referiu, a unidade metabásica envolvida no episódio tectono-metamórfico de alta pressão, desenvolve-se quer para W (Santiago do Escoural, Safira), quer para E (Alqueva, Pedrogão, Moura) do sector de Alvito-Viana do Alentejo.

A unidade dos mármore impuros é, de todas as unidades presentes no sector de Alvito-Viana do Alentejo, a que pode ser mais facilmente observada e estudada. O facto deve-se à grande quantidade de pedreiras. Esta rocha ornamental é intensamente explorada na região, desde há muitos anos. Por isso, algumas pedreiras encontram-se em laboração, estando outras já abandonadas. Esta exploração é de grande importância económica local, principalmente a extracção da variedade de mármore “Verde Viana” (típica desta região), assim como a variedade “Branca”. As pedreiras

mais importantes, onde se efectuaram os principais trabalhos de campo, são de S para N: Santa Luzia, Cachopos (onde foram colhidas as amostras com aragonite objecto deste estudo), Mascarra, Sesmarias, Berruchos, Algozim, Covão, S. Vicente e Forno das Perdizes. Tal como nos sectores de Serpa e Trigaches, estes mármore derivam de sedimentos calcários, calcário-dolomíticos e dolomíticos (por vezes com intercalações margosas e/ou pelíticas), que foram intensamente, recortados por denso cortejo filoniano (intrusivo *s.l.*). Actualmente, apresentam-se como rochas cristalinas (mármore, *s.l.*), às quais se encontram associadas rochas calcossilicatadas e, localmente, eclogitos e xistos azuis (ROSAS, 2003). O grande alinhamento dominante, Alvito-Viana do Alentejo, parece-nos ter uma proveniência calcária de plataforma carbonatada, consistente com a

geoquímica dos eclogitos que lhes estão associados. Um outro alinhamento, menos importante, entre Vila Nova da Baronia e Água de Peixes, parece-nos possuir uma génese, marcadamente, mais dolomítica. CARVALHOSA (1972) designa sob o nome de cipolinos os mármore esverdeados com serpentina (ou olivina). Outros autores chamaram a este tipo litológico de rochas calcossilicatadas. CARVALHOSA (1972) fez uma descrição exaustiva dos minerais presentes nestes mármore, assim como das suas texturas. Macroscopicamente, estas rochas apresentam-se, no geral, maciças, de grão muito grosseiro a fino de aspecto sacaróide. Mostram aspectos listrados ou bandados —podendo o bandado ser composicional ou de natureza metamórfica, transpondo a estratificação inicial— e, como observámos, em alguns casos, evidenciam

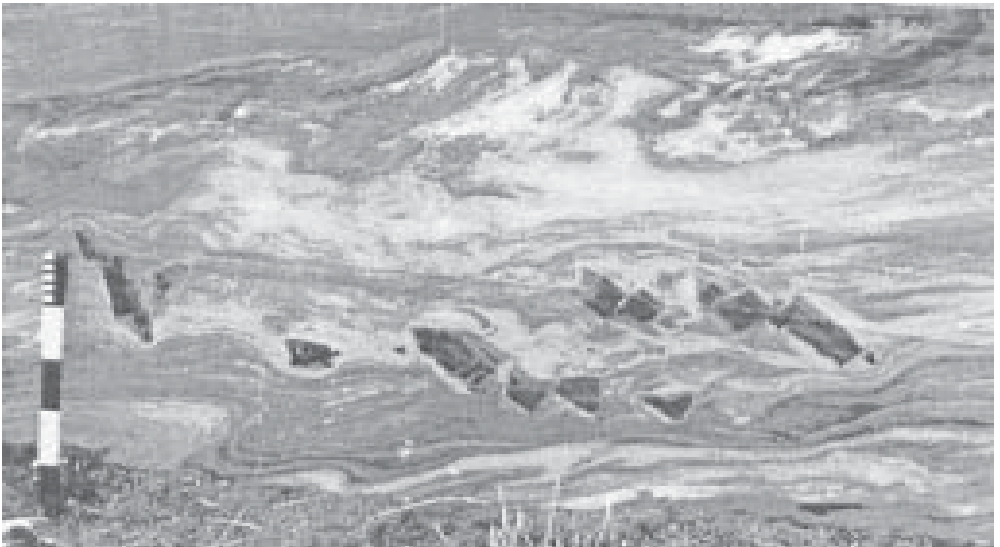


Figura 4. Secção, aproximadamente N-S, de uma parede de pedra em mármore. No interior dos mármore bandados observam-se ‘*boudins*’ fracturados, e localmente rodados, de rochas máficas (presumivelmente diques). Observe-se os ‘*boudins*’ rodados e fracturados por mecanismos de “*bookshelf*” ou dominó. Notar, de igual modo, a diferença dramática de reologia entre a superplasticidade dos mármore e o carácter frágil dos ‘*boudins*’ máficos (adaptado de FONSECA, 1995)

intensa carsificação (algares e grutas com concreções). Em lâmina delgada, a unidade dos mármore, apresenta uma textura granoblástica, a lepidoblástica, algumas vezes com cataclase. Nas proximidades de litologias com reologia muito diferente, como os eclogitos, em que os contrastes entre a plasticidade é flagrante os aspectos de deformação são espectaculares (Fig. 4), tendo sido objecto de alguns trabalhos de natureza analógica experimental (e.g., ROSAS *et al.*, 2001). Podem apresentar, localmente e na dependência dos principais acidentes tectónicos, aspectos de milonitização e mesmo ultramilonitização. As associações mineralógicas mais comuns são: calcite, dolomite, quartzo, flogopite, tremolite-actinolite, diópsido, forsterite, grossulária e wolastonite (por vezes em grandes agregados). A moscovite, a plagioclase, e o talco aparecem por vezes vestigialmente

(FONSECA, 1995). A presença de minerais como a flogopite, plagioclase, escapolite (entre outros) mostram que esta unidade contém impurezas de natureza argilosa (CARVALHOSA, 1972).

O metamorfismo, que afecta a unidade dos mármore é muitíssimo heterogéneo. Tal como já tinha sido constatado por FONSECA (1995) nos mármore de Serpa-Brinches, as litologias carbonatadas da região de Alvito-Viana do Alentejo podem apresentar (Fig. 5) —longe das zonas tectonometamórficamente actuadas— desde alguns vestígios fósseis (segundo GOMES, 2000), evidenciando deste modo um incipiente metamorfismo e uma fruste recristalização, até um mosaico de recristalização tectonometamórfico muitíssimo evoluído. Deste modo, é importante, desde já, referir que o metamorfismo desta unidade é muito diverso de local para local estando na

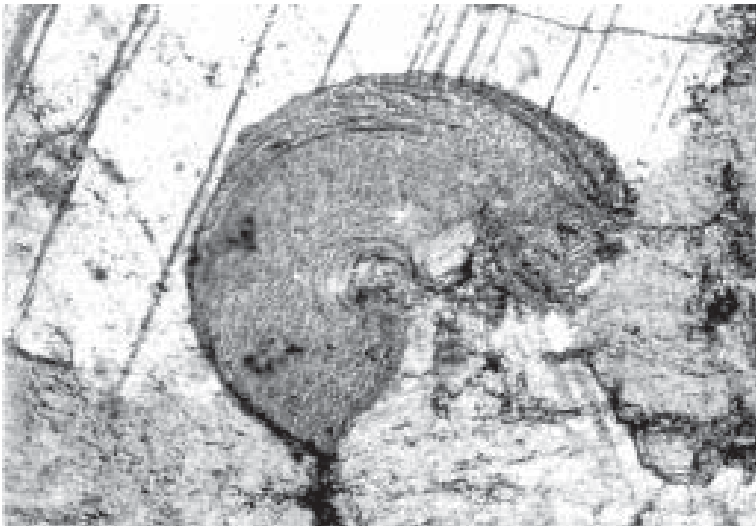


Figura 5. Fotomicrografia em nicóis cruzados de um vestígio de molusco fóssil (em mármore atribuído ao Câmbrio [?]) na Unidade dos Mármore de Alvito, num sector muitíssimo preservado dos eventos tectonometamórficos que ocorreram na EAVA. O material mais escuro (fóssil com 300 μ) é calcite e o enquadrante é dolomite (segundo GOMES, 2000).

dependência de intrusões ígneas (tardias) e da proximidade de acidentes tectónicos e de ter estado ou não, sujeito ao envolvimento do metamorfismo de alta pressão. Em Alvito, na região da Capela de Santa Luzia é óbvio o envolvimento e a imbricação, entre as rochas metabásicas em fácies eclogítica e a unidade dos mármore. Neste local o mosaico apresentado pelo mármore (Fig. 6) não deixa qualquer dúvida de que, ambas as litologias estiveram sujeitas a condições de alta pressão (FONSECA, 1995).

A OCORRÊNCIA DE ARAGONITE NA UNIDADE DOS MÁRMORES

Para além dos minerais já referidos, estudos de maior detalhe mostraram a existência

de mais um mineral de grande importância para a modelação cinemática e tectonometamórfica, i.e., a aragonite. Este mineral foi encontrado em duas amostras colhidas na região de Água de Peixes (v.g. Cachopos e Sesmarias). Os estudos de pormenor que, seguidamente, se descrevem foram efectuados no Centro de Estudos de Pedologia (CEP) do Instituto de Investigação Científica Tropical (ICT), a funcionar nas instalações do Instituto Superior de Agronomia (Lisboa).

A primeira alusão à presença de aragonite, nas amostras da unidade dos mármore impuros de Alvito-Viana do Alentejo, foi denunciada pela reacção de Meigen (PARFENOFF *et al.*, 1970; DEER *et al.*, 1981), e referida em FONSECA (1995). A

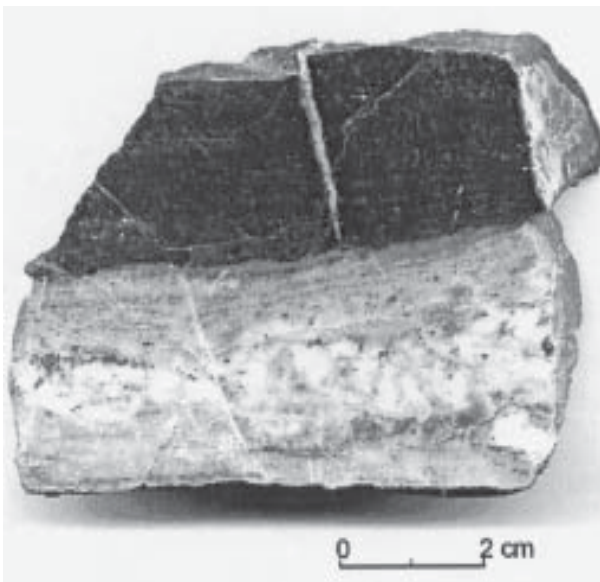


Figura 6. Pormenor da amostra VA-32a, apresentando uma zona de contacto entre os mármore e as rochas máficas em fácies eclogítica – Capela de S^{ta} Luzia-Alvito. No contacto (com alguns milímetros), os mármore apresentam-se muito mais deformados, devido à grande diferença de reologia entre as duas litologias. Enquanto o mármore se apresenta com uma deformação dúctil (superplástica), no eclogito observam-se fendas (de características frágeis), preenchidas por carbonatos (segundo FONSECA, 1995).

amostra depois de moída finamente foi mergulhada numa solução diluída de $\text{Co}(\text{NO}_3)_2$ que foi, de seguida, aquecida até à ebulição, durante alguns minutos. Verificou-se o aparecimento rápido de uma cor lilás ou violácea sobre algumas partículas do material. Este facto é indicativo da presença de aragonite (PARFENOFF *et al.*, 1970; DEER *et al.*, 1981).

Para confirmar a existência daquele mineral analisámos a amostra, por difracção de raios-X e por espectroscopia de infravermelhos. A difracção de raios-X (DRX), foi efectuada num difractómetro Philips PW1710, comandado a partir de um computador pelo programa informático PC-APD, Versão 3.6 (Philips Scientific). O programa PC-APD, além de permitir a aquisição dos dados de difracção, digitalizando os registos obtidos, também nos permite analisá-los e manipulá-los, tendo sido utilizada a função '*peak search*' para detectar os ângulos 2θ das reflexões, e as respectivas intensidades, através da função '*Minimum of 2nd Derivate of Peak*'. Foi usada uma ampola de Cu (20 mA e 40 kV) como fonte de radiação. Os registos foram efectuados utilizando um '*scan*' contínuo, entre os 2° e os $65^\circ 2\theta$ e uma velocidade de varrimento de $0,02^\circ \theta \text{s}^{-1}$. Os difractogramas obtidos foram analisados com o apoio do programa MacDiff, versão 4.25, escrito por R. Petschic.

O diagrama de raios-X obtido (Fig. 7) apresenta para além dos picos, com forte intensidade, da dolomite (D), outros, com menor intensidade a 3.39, 3.27, 2.70, 2.37, 1.97, 1.88 e 1.74 \AA , atribuíveis à presença da aragonite (A). Para além destes dois minerais observou-se também a presença de quartzo (Qz) e calcite (C). Para além destes minerais, foram ainda identificados na amostra, num diagrama do residuo obtido após a destruição

dos carbonatos pelo ácido clorídrico, fosterite, talco, clorite e flogopite. Este diagrama foi efectuado com o objectivo de se assegurar a não coincidência das reflexões fundamentais da aragonite com as de outros minerais que eventualmente se encontrassem na amostra.

Quanto à espectroscopia de infravermelhos, também efectuada nas instalações do Instituto de Investigação Científico Tropical (IICT), o espectro de absorção de infravermelhos foi obtido num espectrofotómetro 'Pye-Unicam SP300' de duplo feixe, utilizando como célula uma pastilha constituída por 200 mg de KBr e 2-3 mg de amostra. O espectro mostra, para além das bandas a 1830, 1435, 880, 730, 360 e 315 cm^{-1} correspondentes à dolomite, pequenos "ombros" a 1100, 860, 720 e 700 cm^{-1} , relativos à presença da aragonite.

A importância da presença de aragonite, nas amostras da unidade dos mármore de Alvito-Viana do Alentejo, prende-se com o facto deste mineral ser considerado um polimorfo da calcite, mas atribuído a condições de equilíbrio de alta pressão (e relativa baixa temperatura), possíveis de ocorrer associadas a fácies dos xistos azuis (PUTNIS, 1995). É o produto da transformação de carbonatos (essencialmente, calcite e dolomite), em condições metamórficas de alta pressão e denuncia estruturas de maior densidade cristalina. Por outro lado, o crescimento e ocorrência de aragonite estão também associados a uma cinética de reacções químicas que favorecem o seu aparecimento, em detrimento da nucleação da calcite. A aragonite gerada em condições estáveis de alta pressão e parcialmente transformada em calcite, por retrometamorfismo, durante as fases de exumação, possui sempre relações cristalográficas muito específicas em que os

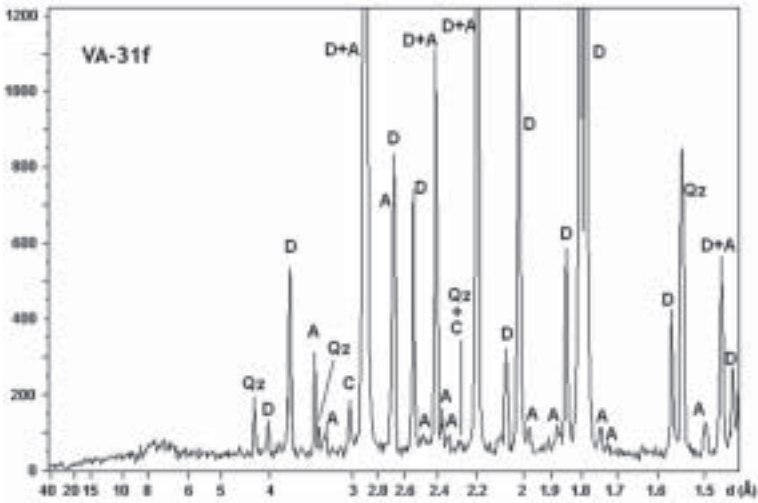


Figura 7. Diagrama de RX da amostra VA-31f (Cachopos), no qual se assinalaram as reflexões dos diferentes minerais identificados pelas seguintes letras: A-aragonite, C-calcite, D-dolomite e Qz-quartzo (modificado de FONSECA, 1995).

núcleos de aragonite ficam preservados e envolvidos pela calcite em crescimento.

As mudanças polimórficas referidas encontram-se bem estudadas para o caso da aragonite-calcite, quartzo-coesite-stishovite e diamante-grafite. São muito semelhantes às transformações que incluem a entrada de Mg nas granadas e do Na nas piroxenas e anfíbolos — jadeite, onfacite e glaucófano — (MIYASHIRO, 1994; SPRY, 1969). Os fenómenos relacionados com piroxenas e anfíbolos foram encontrados e analisados nas litologias básicas desta região. Encontram-se, em curso, a caracterização dos fenómenos relacionados com a “Série Negra” grafitosa, bem como a interpretação pormenorizada e cruzada dos dados sobre o estudo da matéria orgânica e dos dados da cristalinidade das argilas que serão, oportunamente, referidos e tratados num trabalho de maior fôlego (*cf.* MOÇO *et al.* 2002; ROCHA *et al.* 2002; FONSECA *et al.*, 2002).

CONCLUSÕES

Parece-nos evidente que, com os dados ora apresentados se pode esquematizar um novo cenário para a estrutura de Alvito-Viana do Alentejo. Os dados evidenciam que não só as rochas máficas e a “Série Negra” de Água de Peixes estiveram sujeitas as condições de alta pressão (distena, glaucófano, granada, onfacite, etc.; FONSECA, 1995) como, pelo menos sectorialmente, partes significativas da sequência carbonatada, atribuída ao Câmbrio inferior, também foram afectadas por este evento tectonometamórfico varisco.

A importância deste fenómeno regional, associado aos novos dados de natureza geofísica (ALMEIDA *et al.*, 2001) evidencia uma imbricação tectónica até grandes profundidades, desenhando um conjunto de rampas tectónicas, em traços gerais, inclinada para S-SSW, e com acidentes de escamamento de cinemática para N-NNE

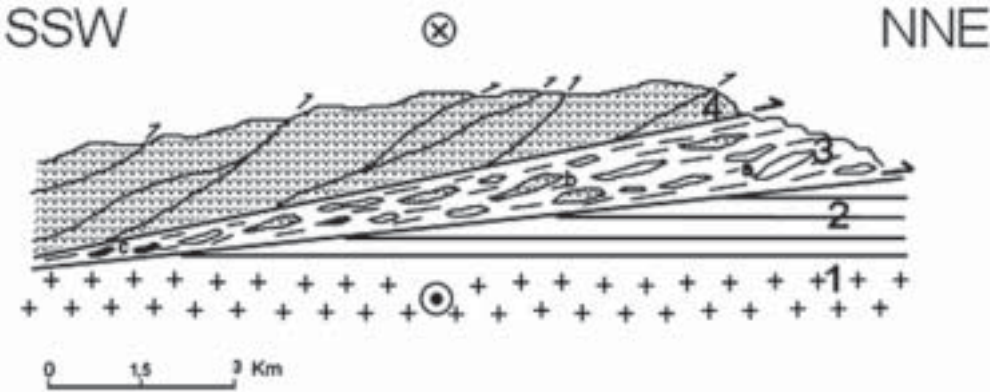


Figura 8. Corte geológico esquemático e interpretativo para o sector de Alvito-Viana do Alentejo (adaptado ARAUJO *et al.*, 1998) das estruturas de primeira fase de deformação Varisca - D₁. 1 – Soco cristalino atribuído ao Proterozóico superior; 2 – Sequências autóctones atribuídas ao Câmbrico a Devónico inferior; 3 – Complexo dos Xistos de Moura (zona de 'mélange'); a – fragmentos do autóctone; b – fragmentos de complexos Ofiolíticos; c – rochas em fácies de alta pressão HP; 4 – 'Nappes' Ofiolíticas.

(Fig. 8). Esta geometria poderá até sugerir uma possível zona de subducção para Sul, nunca antes referida, mas intimamente relacionada com a exumação deste cortejo de alta pressão e também, possivelmente, responsável pelo aparecimento de retalhos de ofiolito — Ofiolitos Internos da Zona de Ossa-Morena-OIZOM (FONSECA *et al.*, 1999).

AGRADECIMENTOS

Este trabalho recebeu apoio do projecto MODELIB/FCT (POCTI/35630/CTA/2000-FEDER) e uma contribuição do LATTEX – Laboratório de Tectonofísica e Tectónica Experimental (GeoFCUL). São devidos agradecimentos ao Prof. Fernando T. Rocha (Universidade de Aveiro) pela leitura crítica ao manuscrito original.

Recibido: 20-1-2004

Aceptado: 15-7-2004

REFERÊNCIAS

- ALMEIDA E., POUSSJ., SANTOS F. M., FONSECA P. E., MARCUELLO A., QUERALT P., NOLASCOR. e MENDES-VICTOR L. (2001). Electromagnetic imaging of a transpressional tectonics in SW Iberia. *Geophys. Res. Lett.*, AGU, 28, 3: 439-442.
- ARAÚJO A., FONSECA P. E., RIBEIRO A. e MUNHÁ J. (1998). The structure of the south margin of the Iberian Autochthonous Terrane and relation with the Paleozoic Suture Zone (Portugal). In: *Proceedings of the X Congreso Latinoamericano de Geología*, Buenos Aires, 2: 29-34.
- BARD J. P. (1969). *Le métamorphisme régional progressif des Sierras d'Aracena en Andalousie occidentale (Espagne): sa place dans le segment hercynien sud-ibérique*. Université de Montpellier, USTL, 397 p. (Tese de doutoramento).
- BARD J. P. (1970). Composition of hornblendes formed during the Hercynian progressive metamorphism of the Aracena Metamorphic Belt (SW Spain). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 28: 117-134.
- BURG J. P., IGLESIAS M., LAURENT P., MATTE P. e RIBEIRO A. (1981). Variscan continental deformation: the Coimbra-Cordoba shear zone, SW Iberian Peninsula. *Tectonophysics*, 78: 161-174.
- CARVALHOSA A. B. (1972). Estudo geológico-petrográfico da região de Viana do Alentejo-Alvito. *Bol. Soc. Geol. Portg* Porto, 18: 7-56.
- CARVALHOSA A. B. (1983a). Esquema geológico do maciço de Évora. *Comun. Serv. Geol. Portg* Lisboa, 69, 2: 201-208.
- CARVALHOSA A. B. (1983b). Sobre os gnaisses leptiniticos da faixa de Escoural-Alvito (Alentejo) - Nota Preliminar. *Bol. Soc. Geol. Portg*, 24: 213-219.
- CARVALHOSA A. B. (1986). Sobre o Complexo Eruptivo de Beja na Área de S. Cristovão (Alentejo). *Comun. Serv. Geol. Portg* Lisboa, 72, 1/2: 89-98.
- CHAMINÉ H. I. (2000). *Estratigrafia e estrutura da faixa metamórfica de Espinho-Albergaria-a-Velha (Zona de Ossa-Morena): implicações geodinâmicas*. Universidade do Porto. 497 p. (Tese de doutoramento).
- CHAMINÉ H. I., FONSECA P. E., ROCHA F. T., MOÇO L. P., FERNANDES J. P., GAMA PEREIRA L. C., FLORES D., GOMES C., LEMOS DE SOUSA M. J. e RIBEIRO A. (2000). Unidade de Albergaria-a-Velha (faixa de cisalhamento Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo): Principais resultados de um estudo geológico interdisciplinar. *Geociências, Revista da Universidade de Aveiro*, 14, 1/2: 49-60.
- CHAMINÉ H. I., GAMA PEREIRA L. C., FONSECA P. E., NORONHA F. & LEMOS DE SOUSA M. J. (2003). Tectonoestratigrafia da faixa de cisalhamento de Porto-Albergaria-a-Velha-Coimbra-Tomar, entre as Zonas Centro-Ibérica e de Ossa-Morena (Maciço Ibérico, W de Portugal). *Cadernos Laboratório Xeológico de Laxe*, A Coruña, 28: 37-78.
- 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 (Maciço Ibérico Meridional): un contacto mayor en la cadena Hercínica Europea*. Universidad de Sevilla. (Tesis doctoral).
- DEER A. W., HOWIE A. R. e ZUSSMAN J. (1981). *Minerais constituintes das rochas: uma introdução*. 1ª Edição, Fundação Calouste Gulbenkian, Lisboa, 558 p.
- FIGUEIRAS J., MATEUS A., GONÇALVES M., WAERENBORG J. e FONSECA P. E. (2002). Geodynamic evolution of the South Variscan Iberian Suture as recorded by mineral transformations. *Geodinamica Acta*, 15, 1: 45-61.
- FONSECA P. E. (1995). *Estudo da sutura varisca no SW Ibérico, nas regiões de Serpa-Beja-Torão e Alvito-Viana do Alentejo*. Universidade de Lisboa. 325 p. (Tese de doutoramento).
- FONSECA P. E. (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. e PEREIRA M. F. (eds.), *Livro de Homenagem ao Prof. Francisco Gonçalves "Estudo sobre a Geologia da Zona de Ossa-Morena (Maciço Ibérico)"*, Évora, pp. 133-168.
- FONSECA P. E., ARAÚJO A., LEAL N. e MUNHÁ J. (1993). Variscan glaucophane-eclogites in the Ossa-Morena Zone. *Terra Abstracts Supplement (Terra Nova)*, 5, 6: 11-12.
- FONSECA P. E., MOÇO L. P., ROCHA F. T., FLORES D., FERNANDES J. P., GOMES C., LEMOS DE SOUSA M. J. e CHAMINÉ H. I. (2002). Tectonic imbrication of black schists along overthrusts in Ossa-Morena Zone (Iberian Variscan Terrane, SW Portugal): mobility of tectonostratigraphic units along major tectonic structures. In: GAILLARD C. e HANTZPERGUEP., (coords.), *Strati'2002*, 3^{ème}

- Congrès Français de Stratigraphie, Lyon. *Documents Laboratoire Géologie de Lyon*, 156: 107-108.
- FONSECA P. E., MUNHÁ J., PEDRO J., ROSAS F., MOITA P., ARAÚJO A. e LEAL N. (1999). Variscan ophiolites and high-pressure metamorphism in southern Iberia. *Ofioliti*, 24, 2: 259-268.
- GOMES E. M. (2000). *Metamorfismo de rochas carbonatadas siliciosas da região de Alvito (Alentejo, Sul de Portugal)*. Universidade de Coimbra, 247 p. (Tese de doutoramento).
- GONÇALVES F. (1971). Subsídios para o conhecimento geológico do Noroeste Alentejano. *Mem. Serv. Geol. Portg.*, Lisboa, 18: 1-62.
- GONÇALVES F. e PALÁCIOS T. (1984). Novos elementos paleontológicos e estratigráficos sobre o Proterozóico Português da Zona de Ossa-Morena. *Mem. Acad. Ciênc. Lisboa, Secção de Ciências*, 25: 225-235.
- 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)*. Universidade de Lisboa, 402 p. (Tese de doutoramento).
- LIÑÁN E. e PALÁCIOS T. (1983). Aportaciones micropaleontológicas para el conocimiento del limite Precámbrico-Cámbrico en la Sierra de Córdoba, España. *Comun. Serv. Geol. Portg.*, Lisboa, 69, 2: 227-234.
- MATEUS A., FIGUEIRAS J., GONÇALVES M. e FONSECAP. E. (1999). Evolving fluid circulation within the Beja-Acebuches Variscan Ophiolite Complex (SE, Portugal). *Ofioliti*, 24, 2: 269-282.
- MIYASHIRO A. (1994). *Metamorphic petrology*. UCL Press, 404 p.
- MOÇO L. P., FLORES D., ROCHA F. T., GOMES C., FONSECA P. E. e CHAMINÉ H. I. (2002). Organic petrology and clay mineralogy of 'Série Negra' black schists from Alvito-Viana do Alentejo (Ossa-Morena Zone, Iberian Terrane, SW Portugal): regional tectonic implications. In: *Abstracts of the 54th Annual Meeting of the International Committee for Coal and Organic Petrology*. Eduardo Mondlane University, Maputo, Mozambique. pp. 15-16.
- 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 p. (Tese de mestrado).
- PALÁCIOS T. (1983). Primeros microfósiles de pared orgánica extraídos en el olistostroma del Membrillar (Proterozóico superior del Centro de España). *Revista Española Micropaleontología*, 15, 3: 511-517.
- PARFENOFF A., POMEROL C. e TOURENQ J. (1970). *Les minéraux en grains: méthodes d'étude et détermination*. Édit Masson et C^{ie}, Paris, 567 p.
- PEDRO J., FONSECAP. E., LEAL N. e MUNHÁ J. (1995). Metamorfismo de alta pressão no sector de Safira (Montemor-o-Novo), Zona de Ossa-Morena. In: RODRIGUEZ ALONSO M.D. & GONZALO CORRAL J. C., (eds.), *Abstracts of the 'XIII Reunión de Geología del Oeste Peninsular'*, Annual IGCP Project-319 Meeting., Salamanca, p. 129.
- POUSJ., MUÑOZ G., HEISE W., MALGAREJO J. C. e QUESADA C. (2004). *Electromagnetic imaging of Variscan crustal structures in SW Iberia: the role of interconnected graphite*, EPSL 217, 435-450.
- PRIEM H.; BOELRIJK N.; VERSCHURE R.; HEBEDA E. H. e VERDURMEN E. (1970). Dating events of acidic plutonism through the Paleozoic of the Western Iberian Peninsula. *Ecol. Geol. Helvet.*, 63, 1: 255-274.
- PUTNIS A. (1995). *Introduction to mineral sciences*. Cambridge Press, 457 p.
- QUESADA C. (1991). Geological constrains on the Paleozoic tectonic evolution of tectonostratigraphic terranes in the Iberian Massif. *Tectonophysics*, 185: 225-245.
- QUESADA C. e MUNHÁ J. M. (1990). Metamorphism in the Ossa-Morena Zone. In: DALLMEYER, R. D. & MARTÍNEZ-GARCÍA, E. (eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer Verlag, Berlin, pp. 314-320.
- QUESADA C., FONSECA P. E., MUNHÁ J., RIBEIRO A. e OLIVEIRA J. (1994). The Beja-Acebuches Ophiolite (Southern Iberian Variscan Fold Belt): geological characterisation and geodynamic significance. *Boletín Geológico y Minero*, Madrid, 105, 1: 3-49.
- ROCHA F. T., MOÇO L. P., FERNANDES J. P., FLORES D., CHAMINÉ H. I., FONSECA P. E., GAMA PEREIRA L. C., PINTO DE JESUS A., GOMES C., SOARES DE ANDRADE A. e ARAÚJO A. (2003). Palaeozoic out-of-sequence black metapelitic rocks along major shear zones (Ossa-Morena Zone, W Portugal): clay mineralogy, organic petrology, palynology and tectonostratigraphy. In: *Abstracts of the 10th Conference of the European Clay Groups Association*, EUROCLAY'2003, Modena, Italy. pp. 241-242.
- ROSAS F. (1996). *Estudo tectónico e cartografia geológica de pormenor do sector chave Alvito-Agua de Peixe*

- (Zona de Ossa-Morena). Universidade de Lisboa, 147 p. (Tese de mestrado).
- ROSAS F. (2003). *Estudo tectónico do Sector de Viana do Alentejo-Alvite: Evolução geodinâmica e modelação analógica de estruturas em afloramentos chave (Ramo Sul da Cadeia Varisca Ibérica – SW da Zona de Ossa-Morena)*. Universidade de Lisboa, 364 p. (Tese de doutoramento).
- ROSASF., MARQUESF., COELHOS. e FONSECA P. E. (2001). Sheath fold development in bulk simple shear: analogue modelling based on natural examples from the Southern Iberian Variscan Fold Belt. In: KOYI, H. A., and MANCKTELOW, N. S., (eds.), Tectonic modeling: a volume in Honour of Hans Ramberg, *Geological Society of America Memoir* 193: 101-110.
- SIMANCAS F., CARBONELL R., GONZÁLEZ LODEIRO F., PÉREZ ESTAÚN A., JUHLIN C., AYARZA P., KASHUBIN A., AZOR A., MARTINEZPOYATOSD., ALMODÓVARG., PASCUAL E., SÁEZ R. e EXPÓSITO I. (2003). *The crustal structure of the transpressional Variscan orogen of SW Iberia. The IBERSEIS deep seismic profile*, *Tectonics*, 1062 p.
- SPRY A. (1969). *Metamorphic textures*. Pergamon Press, London, 350 p.
- TEIXEIRA C. (1981). *Geologia de Portugal: Precâmbrico e Paleozóico*. Fundação Calouste Gulbenkian, Lisboa. vol. 1. 629 p.
- TEIXEIRA C. e GONÇALVES F. (1980). *Introdução à Geologia de Portugal*. Instituto Nacional de Investigação Científica, Lisboa.