

## **Eventos metamórfico/metassomáticos tardi-variscos na região de Alvito (Alentejo, sul de Portugal)**

### Metamorphic and metasomatic late-variscan events in Alvito region (Alentejo, southern Portugal)

GOMES, E. M. C.<sup>1</sup> and FONSECA, P. E.<sup>2</sup>.

#### **Abstract**

At least, two main metamorphic events are recognized in Alvito region (Ossa Morena Zone): a High Pressure regional metamorphism (coeval with D<sub>1</sub> tectonic event), and a thermal metamorphism (and metasomatism) induced by diorites and quartz-diorites of the Beja Igneous Complex (K-Ar age 325-338 Ma, in the area) in the Lower Cambrian siliceous metacarbonate rocks. The petrography of calcitic marbles, dolomitic marbles, forsterite marbles, and skarns, mineral chemistry, and some geochronological data are presented and discussed. The mineral assemblage characteristics of higher metamorphic grade are calcite ± dolomite ± phlogopite + clinopyroxene ± wollastonite ± scapolite ± garnet ± K-feldspar ± plagioclase ± Ba-feldspar ± quartz in calcitic marbles and dolomite + calcite + phlogopite + forsterite ± clinopyroxene ± spinel ± quartz in forsterite marbles. K-Ar ages for marbles phlogopite (327-332 Ma), and skarns amphibole (323 Ma) are in agreement with the emplacement of the Beja Igneous Complex diorites, in this region, and the consequent contact metamorphism, during the second Variscan deformation phase (D<sub>2</sub>).

**Key words:** contact metamorphism, calcitic marbles, dolomitic marbles, skarn, K-Ar age.

(1) Departamento de Ciências da Terra, Universidade de Coimbra. Largo Marquês de Pombal, 3000-272 Coimbra, Portugal, e Centro de Geociências (GGRG) (egomes@dct.uc.pt)

(2) Departamento de Geologia, Laboratório de Tectonofísica e Tectónica Experimental (LATTEX), Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Ed. C6, 2º Piso, Campo Grande, 1748-016 Lisboa, Portugal (gptfons@fc.ul.pt)

## INTRODUÇÃO

A região de Alvito-Viana do Alentejo tem constituído objecto de estudos científicos desde há, pelo menos, quatro décadas. Salientamos, entre muitos outros trabalhos, SILVA (1960), CARVALHOSA (1972), PINTO and ANDRADE (1985), FONSECA (1995), LEAL (2001).

Esta região é considerada, actualmente, um sector chave para a definição das características tectonometamórficas do ramo SW da Cadeia Varisca Ibérica devido, particularmente, à ocorrência de um evento tectonometamórfico de alta pressão, expresso nas litologias máficas intercaladas nos metassedimentos da "Série Negra" de Águas de Peixe e nos próprios metassedimentos, nos mármore da unidade metacarbonatada, atribuída ao Câmbrico Inferior, e nos gnaisses félsicos ortoderivados (FONSECA, 1995; FONSECA et al., 1999).

Um evento metamórfico/metassomático tardio, relacionado com a instalação dos dioritos e quartzo-dioritos do Complexo Ígneo de Beja (CIB), desenvolve-se nas litologias metacarbonatadas siliciosas e calcossilicatadas aflorantes nas imediações do CIB (GOMES, 2000).

Pretende-se, com este trabalho, caracterizar do ponto de vista da petrografia, química mineral e idade radiométrica os eventos metamórficos/metassomáticos tardi-variscos nesta região.

## GEOLOGIA E ESTRUTURA

A localidade de Alvito situa-se no distrito de Beja, Alentejo (Sul de Portugal), 35 km a Sul da cidade de Évora e 55 km a Norte da cidade de Beja.

A região estudada enquadra-se no Domínio de Évora-Beja (DEB) (ARAÚJO et al., 1998), da Zona de Ossa Morena (ZOM), (figura 1) e nela se destacam as seguintes unidades:

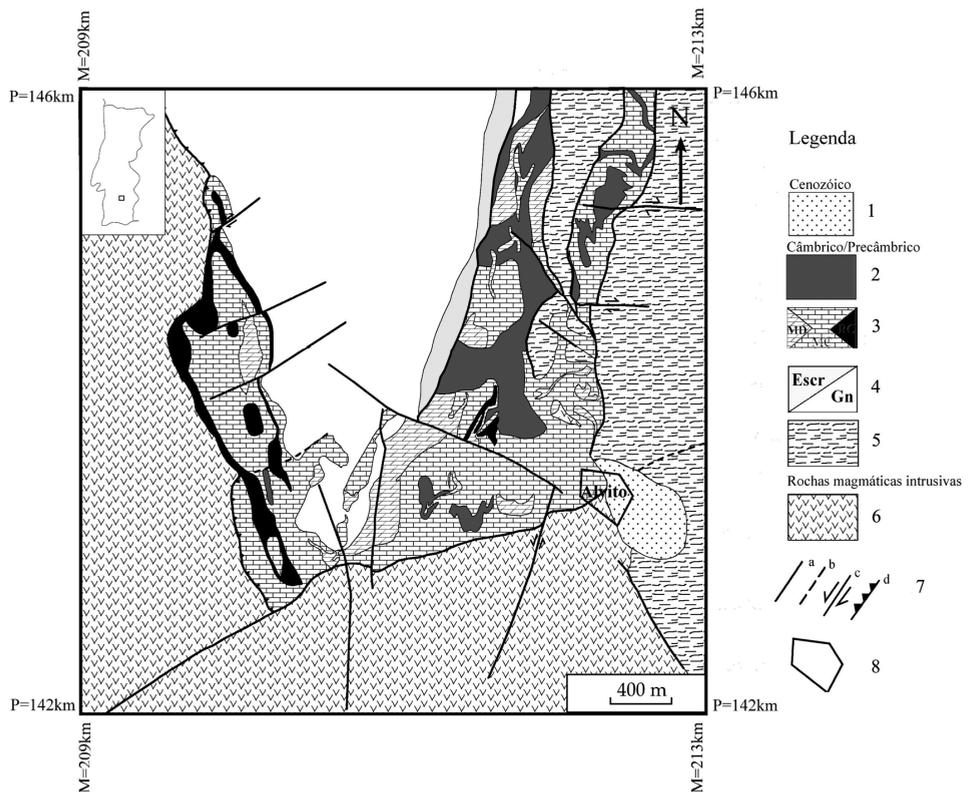
- metassedimentos da Série de Águas de Peixe, atribuídos à "Série Negra" (CARVALHOSA, 1972), do Proterozóico superior, constituídos por xistos grafitosos, metaliditos negros e micaxistos biotíticos granatíferos, localmente com distena, com intercalações de metavulcanitos félsicos e máficos;
- gnaisses félsicos, derivados de metavulcanitos siliciosos, atribuídos, por enquadramento, ao topo do Proterozóico (CARVALHOSA, 1983; CARVALHOSA, 1985), com evidências de alto grau metamórfico, localmente apresentando distena; afloram no núcleo da antiforma Alvito-Viana do Alentejo (figura 1);
- calcários e calcários dolomíticos siliciosos metamorfizados e/ou metassomatizados (GOMES, 2000) atribuídos, por correlação, ao Câmbrico Inferior (CARVALHOSA, 1965), ou, pelo menos, ao Paleozóico inferior (CARVALHOSA, 1972), com filões e/ou intercalações de rochas máficas, intermédias e félsicas;
- chertes, interpretados, segundo GOMES (2000), como equivalentes do nível sílico-ferruginoso, que se admite constituir marcador de lacuna estratigráfica do Câmbrico Médio e Superior, nesta região (OLIVEIRA, 1984; CARVALHOSA et al., 1987);
- dioritos e quartzo-dioritos do Complexo Gabrodiorítico de Cuba (ANDRADE et al., 1992), do CIB (FONSECA, 1995), com idades K-Ar da biotite de 338 a 325 Ma (GOMES, 2000).

As rochas dioríticas do CIB afloram na zona ocidental e meridional da área representada na figura 1, sendo os contactos com as rochas metacarbonatadas impuras retocados tectonicamente. São constituídos por clinopiroxena, ortopiroxena, hornblenda, anfíbolos Fe-Mg, biotite, plagioclase e quartzo. Feldspato potássico, epidoto, clorite, actinolite, prenite, moscovite e calcite são minerais secundários e esfena, zircão, apatite, ilmenite, magnetite e pirite são minerais acessórios. Os

dioritos são calco-alcalinos e metaluminosos, com A/CNK variando de 0.70 a 0.86. As condições de pressão e temperatura de implantação foram estimadas em  $4(\pm 0.6)$  kb e  $820^{\circ}\text{C}$  (GOMES, 2000), usando o geobarómetro de SCHMIDT (1992) e o geotermómetro horne-

blenda-plagioclase de HOLLAND and BLUNDY (1994).

Litologias de fácies escarnítica, localmente ferríferas, afloram no limite diorito-mármore, no limite gnaiss-mármore ou no seio dos mármores calcíticos (figura 1).



Legenda: 1 - cobertura detritica; 2 - horizonte sílico-ferruginoso; 3 - mármore calcítico (MC), mármore dolomítico (MD), rochas calcossilicatadas (RC); 4 - Escr - escarnito, Gn - gnaiss; 5 - Série Negra de Águas de Peixe; 6 - dioritos (CIB); 7 - Falhas (a-definida, b-provável, c-desligamento, d-cavalgamento); 8 - povoação.

Figura 1. Mapa geológico simplificado da região estudada (GOMES, 2000) e sua localização no mapa de Portugal.

Do ponto de vista geomorfológico, a Serra de Alvito-Viana do Alentejo representa, tal como outras estruturas norteadas da ZOM (ex: Serra de Serpa-Brinches), um relevo de dureza. Constitui uma megaestrutura em "antiforma?", com o flanco W (flanco inverso) falhado e cavalgante, vergente para W, sobre o CIB (FONSECA, 1995). Este tipo de estrutura é, de igual modo, observada na região de Serpa, sendo aí constituída por uma sequência imbricada de cavalgamentos e posteriormente dobrada (FONSECA, 1995). Por esse motivo não faz sentido falar em antiformas e, por maioria de razão, em anticlinais. O seu alinhamento N-S é o resultado da actuação, quase síncrona (como em Serpa), de D<sub>1</sub> e D<sub>2</sub>. Os sentidos de movimento são para NNE-NE, no primeiro evento e para W-SW, em D<sub>2</sub>. Estas direcções podem ser observadas nas lineações de estiramento e de foliação sin-metamórficas. Posteriormente, faz-se sentir D<sub>3</sub> com um redobramento das estruturas de orientação geral NW-SE. Seguem-se-lhes desligamentos NE-SW bem desenvolvidos no bordo E desta estrutura. Os eventos térmicos que seguidamente se desenvolvem estão intimamente relacionados com estas fases de deformação tardi-Variscas.

Do ponto de vista mesoscópico podem encontrar-se estruturas de rara beleza. É possível observá-las, principalmente, nos cortes resultantes da exploração das pedreiras de mármore (Berruchos, Perdizes, Marmetal, etc.). Os aspectos de deformação, mais comuns, são resultantes de diferenças de competência entre os mármore e as litologias metabásicas. Nestes casos, os critérios são muito nítidos. Também as dobras em bainha, desenvolvidas nos mármore, são comuns nestes sectores (ROSAS et al., 2001). Os cisalhamentos produzidos em rochas máficas (geralmente eclogitos), no seio dos mármore, provocam a fracturação em blocos ('boudins' de diques pré-existent?) e respectivo deslocamento no interior da matriz dúctil (mármore). Nestes casos, permitem deduzir os sentidos de cisalhamentos segundo o modelo de

ETCHECOPAR (1977) - baralho de cartas cisalhado - ou de RAMSAY and HUBER (1987) - 'bookshelf sliding'. A maioria destas estruturas desenvolvem-se na segunda fase de deformação - D<sub>2</sub>. Evidenciam vergências e sentidos de movimento constantes para o quadrante W.

Nas restantes litologias, são comuns os acidentes cisalhantes. Observam-se a todas as escalas e em todas as unidades, tanto de primeira como de segunda fases. Os acidentes de D<sub>1</sub> evidenciam movimentação com sentido para N a NE, enquanto os cisalhamentos D<sub>2</sub> indicam sentido de movimentação para NW a SW.

Os gnaisses félsicos ortoderivados oferecem aspectos de tectonitos, tanto de tipo S, como de tipo L, bastante característicos. Estes aspectos são abundantes em afloramentos na estrada Alvito-Vila Nova da Baronia. Todas as evidências tectónicas desta unidade apresentam características de deformação em D<sub>1</sub>. Definem planos de cisalhamento sub-horizontais, levemente inclinados, quer para N, quer para S, com lineações de estiramento mineral fortíssimas N NE-S SW.

Contrastando fortemente com o regime tectono-metamórfico anteriormente estabelecido e descrito, por vários autores, para o TAI-ZOM (Terreno Autóctone Ibérico-Zona de Ossa Morena), existem actualmente evidências de que a primeira fase de deformação Hercínica - D<sub>1</sub> - no sector de Alvito-Viana do Alentejo, se tenha desenvolvido em regime de alta pressão (FONSECA, 1995; FONSECA et al., 1999). Envolve protólitos supracrustais (basaltos, granitos e carbonatos de plataforma). Este evento tectono-metamórfico seria a resultante de um grande empilhamento de 'nappes' sobre o substrato do TAI-ZOM (no Domínio de Évora-Aracena). As litologias sujeitas a este evento tectono-metamórfico, de alta pressão, variam composicionalmente desde sedimentos pelíticos, mármore impuros, com presença de aragonite (FONSECA, 1995; FONSECA et al., 2004), até raras ocorrências graníticas e de rochas básicas, que são dominantes. A compo-

sição química das amostras de rochas básicas mostram um padrão semelhante ao apresentado pelos basaltos toleíticos dos fundos oceânicos N-MORB (normal mid-ocean ridge basalts). Possuem valores  $Ti/Zr=111$ ,  $La/Sm_{cn}=0.73$ ,  $La/Ta=14$ . (FONSECA et al., 1994)

FONSECA et al. (1999) definem 4 estádios de evolução metamórfica (metamorfismo poli-fásico) para os eclogitos e rochas de alta pressão, do sector de Alvito-Viana do Alentejo segundo um diagrama de Pressão-Temperatura-tempo (PTt 'path') (obra citada) elaborado a partir dos dados geotermobarométricos obtidos sobre rochas da estrutura de Alvito-Viana do Alentejo. Assim, e evoluindo segundo o movimento dos ponteiros do relógio:

*Estádio 1* - (12 kbar - 550°C a >16 kbar - 650°C) recristalização de eclogitos constituídos essencialmente por granada e onfacite (40-50% Jd) e incluindo glaucófano e (alguma) paragonite. Em lâmina delgada observa-se que este estádio se inicia por um episódio de mais baixa temperatura. É caracterizado por uma maior abundância de glaucófano, relativamente à jadeíte. Posteriormente, grande parte do glaucófano reage em condições prógradas, originando um incremento modal de onfacite (fica no entanto preservada em algumas inclusões dentro da granada). Esta fase, pré a  $sin-D_1$ , tem sido interpretada (FONSECA et al., 1999) como o reflexo de uma subducção do tipo A. Esta sucede-se ao fecho do oceano, e ao início da imbricação tectónica para N, num regime metamórfico de baixo gradiente geotérmico.

*Estádio 2* - (entre 6 a 4 kbar; 500-450°C) retrogradação do eclogito, mineralogicamente representada por uma matriz simplectítica (simplectite resultante do decaimento da granada e onfacite). É constituída por barroisite, actinolite-Na, albite, clinozoisite e paragonite. Em lâmina delgada, observa-se o desenvolvimento de texturas coroníticas na granada (de anfíbolos barroisíticos), que passa progressivamente à matriz simplectítica (por vezes grosseira). Constata-se, ainda, o desenvolvimento de porfiroblastos de anfíbola, cujo

núcleo é glaucofanítico/barroisítico e o bordo actinolítico. Concomitantemente recristalizam (em abundância) clinozoisite, albite e paragonite. Esta evolução paragenética reflecte episódio descompressivo. A deformação associada deve evidenciar uma rápida subida dos materiais para a superfície.

*Estádio 3* - (8 kbar; 500-450°C) novo incremento de pressão, evidenciado pela recristalização de crossite, posterior à paragénesis simplectítica (episódio final do estádio 2). Em lâmina delgada, observa-se o desenvolvimento de porfiroblastos de crossite (zonada: núcleo crossítico, a bordo de anfíbola Na-Ca verde) e piroxena acmítica, sobre a já referida matriz simplectítica. Este estádio corresponderá à imbricação tardia dos mantos de carreamento. Reflecte, provavelmente, o empilhamento dos mantos transportados de S.

Para E, e na continuação deste alinhamento tectónico, nas proximidades de Moura (no Rio Guadiana - Moinho de Vilares) JONG et al. (1991) referem uma estreita unidade com xistos clorito-anfibólicos, em que anfíbolos zonadas se encontram presentes. As anfíbolos apresentam o núcleo crossítico/glaucofanítico e os bordos actinolíticos. Estes autores consideram enigmática a origem das anfíbolos azuis e atribuem a génese desta anfíbola à existência (original) de elevada actividade de Na e O. Discutem, ainda, a validade da geobarometria efectuada sobre a associação mineralógica, presente nessa litologia.

Na nossa opinião, os resultados obtidos por JONG et al., (1991) na região de Moura, não só não contrariam, como confirmam as observações de que dispomos noutros sectores. As descobertas efectuada por ARAÚJO (comunicação pessoal) de crossite e glaucófano preservados no núcleo de dobras, imediatamente a N da barragem do Alqueva (actualmente submersas), suportam e generalizam, regionalmente, esta fase tectónica colisional.

*Estádio 4* - (entre 6 a 4 kbar; 450-400°C) recristalização na fácies dos xistos verdes (actinolite, albite, clorite e epídoto) caracterizada por forte blastese de albite. Encontra-se

particularmente bem desenvolvida nas proximidades dos acidentes tectônicos principais (reflectindo provavelmente zonas de 'output' hidrotermal). Traduz o reequilíbrio químico e termodinâmico, a que corresponde o estágio final da instalação dos mantos.

## PETROGRAFIA

As litologias estudadas compreendem mármores calcíticos, mármores dolomíticos, mármores com forsterite e escarnitos.

As variedades de mármore calcítico, nesta região, podem ser descritas como maciças e foliadas, sendo a foliação definida por um bandado composicional, bandado granulométrico ou pelo alinhamento dos grãos de calcite e/ou flogopite e/ou tremolite e/ou diópsido. Possuem grão fino a médio, pontualmente grosseiro, e textura granoblástica, granolepidoblástica ou granonematoblástica. Os silicatos dispõem-se numa matriz mosaiquica de calcite ou calcite e dolomite. Para além dos carbonatos, a composição mineralógica destes litótipos inclui: flogopite, anfíbola de primeira geração, clinopiroxena, escapolite, volastonite, vesuvianite, granada, quartzo, feldspato potássico, plagioclase e feldspato de bário. Anfíbola de segunda geração, clorite, talco, prenite e epidoto são fases retrógradadas. Esfena, turmalina, zircão, apatite, magnetite, hematite, pirite, pirrotite, calcopirite, grafite e, pontualmente, datolite, barite e blenda são minerais acessórios. O quartzo também é acessório, na maioria das amostras.

Os mármores dolomíticos são maciços, raramente foliados. Quando presente, a foliação, nestes litótipos, caracteriza-se pelo alinhamento ou concentração em níveis particulares da flogopite. Revelam, quase sempre, textura granoblástica, por vezes granolepidoblástica ou granonematoblástica, e grão fino ou fino a médio. Dolomite, calcite, anfíbola, clinopiroxena e flogopite são os constituintes principais. Anfíbola de segunda geração, talco e clorite são minerais de metamorfismo retró-

grado. Quartzo, feldspato potássico, esfena, turmalina, pirrotite e pirite são minerais acessórios.

Os mármores com forsterite destacam-se pelo seu carácter francamente anisótropo, marcado por bandado composicional definido por aumento da percentagem modal de dolomite nos níveis ricos em olivina e domínio da calcite nos níveis sem olivina. Estes litótipos têm textura granolepidoblástica, devido à abundância de flogopite, e grão fino. São constituídos por calcite, dolomite, olivina, clinopiroxena, flogopite e espinela. A serpentina e, pontualmente, a anfíbola e a clorite são minerais retrógradados. O quartzo, plagioclase, esfena, rútilo, magnetite, ilmenite, hematite, pirite, pirrotite e calcopirite são constituintes acessórios. Nestes litótipos, são frequentes aspectos de exsolução da dolomite na calcite definindo padrões simplectíticos.

Na tabela 1 apresentam-se as associações minerais observadas nos mármores calcíticos, nos mármores dolomíticos e nos mármores com forsterite, da região de Alvito. As associações minerais indicadoras de mais alto grau de metamorfismo são caracterizadas por calcite  $\pm$  dolomite  $\pm$  flogopite + clinopiroxena  $\pm$  volastonite  $\pm$  escapolite  $\pm$  granada feldspato potássico  $\pm$  plagioclase  $\pm$  feldspato de bário  $\pm$  quartzo (associação C7), nos mármores calcíticos, e dolomite + calcite + flogopite + forsterite  $\pm$  clinopiroxena  $\pm$  espinela  $\pm$  quartzo (associação F3), nos mármores com forsterite.

Os exoscarnitos cálcicos têm textura granoblástica a granonematoblástica e são constituídos por uma clinopiroxena verde de grão fino e granada castanha de grão médio a grosseiro. Por vezes, é possível definir uma fácies caracterizada por piroxena maciça (figura 2a), sobretudo no limite com o diorito. Refira-se que, as concentrações de magnetite estão preferencialmente associadas a esta fácies rica em piroxena. Reconhecem-se duas gerações de clinopiroxena, uma incolor (diópsido) que ocupa o núcleo de cristais zonados ou ocorre no seio de anfíbola retrógrada e outra verde (hedembergite) que forma os bordos dos cris-

Litótipo	Mármore calcíticos							Mármore dolomíticos				Mármore com forsterite		
	C1	C2	C3	C4	C5	C6	C7	D1	D2	D3	D4	F1	F2	F3
Associação														
Minerais														
Calcite	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Dolomite		+	±	±	+	±		+	+	+	+	+	+	+
Anfibola			+	±	+	±				+	+			±
Flogopite		±	±	±	+	±		+	+	+	+	+	+	+
Clinopiroxena				+		+	+				+			+
Volastonite							+							
Escapolite					+	±	±							
Vesuvianite						±	±							
Forsterite												+	+	+
Feldspato potássico		±	±	±	±	±	±		±		±			
Feldspato de bário							±							
Quartzo	+	±	±	±	±	±	+		+	±				±
Plagioclase				±	±	±	+		±					
Granada							+							
Espinela													+	
Clorite		±	±	±	±	±		+	±	±			±	±
Talco			±	±	±	±			±	±	±			
Serpentina				±								+	±	+
Prenite						±	±							

+ sempre presente; ± presente/ausente

Tabela 1. Sumário das associações minerais nos mármore da região de Alvito

tais zonados. Distinguem-se, pelo menos, três gerações de granada: a primeira é anédrica e isotrópica, a segunda é euédrica a subédrica com zonamento oscilatório concêntrico e em sectores e a terceira é birrefringente e preenche veios. A composição mineralógica dos exocarnitos calcícos pode ser descrita segundo três estádios de formação:

- um primeiro evento de metamorfismo térmico, representado pelo diópsido;
- um estádio prógrado definido pela hedembergite, plagioclase, primeira geração de granada e vesuvianite;
- um estádio retrógrado caracterizado pela formação da magnetite, segunda e terceira geração de granada, anfíbola, quartzo, epidoto, ilvaíte, clorite, calcite e fluorite.

Os endocarnitos constituem uma fácies de transição entre os dioritos do CIB e os exocarnitos. Têm grão fino a médio e são foliados, mostrando uma alternância entre níveis quartzo-feldspáticos e níveis com predomínio da clinopiroxena, por vezes com granada (figura 2b). Clinopiroxena e plagioclase são os constituintes essenciais destes litótipos. Os minerais acessórios são: feldspato potássico, granada, quartzo, epidoto, alanite, esfena, apatite e magnetite. Refira-se que, na zona de contacto, o diorito apresenta uma mineralogia distinta e relativamente constante incluindo: feldspato potássico, plagioclase, anfíbola, biotite, quartzo, apatite, esfena, epidoto e magnetite. Realce-se que, com a proximidade do endocarnito a quantidade de biotite diminui,

a quantidade de anfíbola aumenta e pode ocorrer substituição generalizada de plagioclase por feldspato potássico. Reconhece-se, assim, um padrão de zonamento, do diorito não alte-

rado ao mármore calcítico, que inclui: diorito, endoscarnito com plagioclase+clinopiroxena, exoscarnito com piroxena, exoscarnito com piroxena+granada e mármore calcítico.

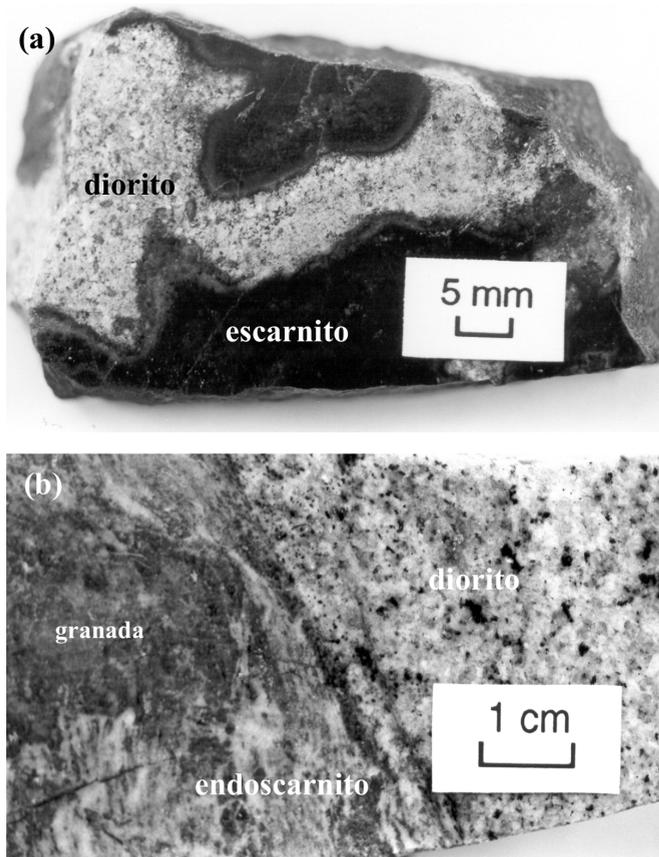


Figura 2. (a) Limite diorito-escarnito. O escarnito é constituído por clinopiroxena maciça. (b) Limite diorito-endoscarnito. O endoscarnito é constituído por plagioclase, clinopiroxena e granada.

## QUÍMICA MINERAL

A composição química das fases minerais foi obtida por microsonda electrónica Cameca Camebax SX-50, no Laboratório do Instituto Nacional de Engenharia, Tecnologia e Inovação, em S. Mamede de Infesta, tendo-se utilizado uma corrente de emissão de 20nA e um potencial de aceleração de 15kV. Os padrões usados foram:  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  para Fe,  $\text{MnTiO}_3$  para Ti e Mn,  $\text{MgO}$  para Mg, andra-

dite para Si e Ca das clinopiroxenas e granadas,  $\text{CaSiO}_3$  para Ca, albite para Na, Al e Si, ortoclase para K,  $\text{BaSO}_4$  para Ba e S, vanadinite para Cl,  $\text{ZnS}$  para Zn,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  para Cr, NiO para Ni.

As clinopiroxenas dos mármore da região de Alvito são soluções sólidas diópsido-hedembergite. Nos mármore calcíticos a sua composição varia de  $\text{Di}_{33}\text{Hd}_{16}\text{Vo}_{51}$  a  $\text{Di}_{46}\text{Hd}_4\text{Vo}_{50}$  (figura 3), com  $X_{\text{Mg}}$  no intervalo 0.689-0.923. As clinopiroxenas dos már-

mores dolomíticos e dos mármore com forsterite mostram variações da composição química muito limitadas, apresentando valores de XMg no intervalo 0.976-0.995. Nos endoscar-nitos a composição da clinopiroxena varia de Vo<sub>49</sub>Di<sub>33</sub>Hd<sub>28</sub> a Vo<sub>49</sub>Hd<sub>34</sub>Di<sub>17</sub> (figura 2) e nos exoscar-nitos cálcicos a primeira geração varia de Vo<sub>50</sub>Di<sub>38</sub>Hd<sub>12</sub> a Vo<sub>50</sub>Di<sub>45</sub>Hd<sub>5</sub> a e a segunda de Vo<sub>50</sub>Hd<sub>27</sub>Di<sub>26</sub> a Vo<sub>48</sub>Hd<sub>48</sub>Di<sub>4</sub> (figura 3).

A granada dos mármore calcíticos e escarnitos manifesta quimismo descrito pela solução sólida grossulária-andradite. A sua composição, nos mármore, varia de Grs<sub>96</sub>Adr<sub>2</sub>Eps<sub>2</sub> a Grs<sub>60</sub>Adr<sub>33</sub>Eps<sub>7</sub> (figura 4). Nos endoscar-nitos a granada tem composição variável de Ad<sub>76</sub>Gr<sub>22</sub>Esp<sub>2</sub>-Ad<sub>69</sub>Gr<sub>29</sub>Esp<sub>2</sub> e nos exoscar-nitos de Ad<sub>81</sub>Gr<sub>17</sub>Esp<sub>2</sub> a Gr<sub>54</sub>Ad<sub>38</sub>Alm<sub>6</sub>Esp<sub>2</sub> (figura 4).

As vesuvianites dos mármore calcíticos (tabela 2) apresentam teores relativamente elevados de TiO<sub>2</sub> (3 a 4.06 % peso) enquanto as vesuvianites dos escarnitos (tabela 2) mos-tram variações entre 0.65 e 3.30 % peso). São

vesuvianites sem boro o que é indicado pelo sinal óptico negativo.

A olivina dos mármore com forsterite possui valores de XMg compreendidos entre 0.927 e 0.987. Os valores de MnO situam-se no intervalo 0.11-0.84 % peso (tabela 2).

A volastonite dos mármore calcíticos tem composição próxima da fórmula ideal CaSiO<sub>3</sub> com quantidades menores de Fe e Mn (tabela 2). O teor em MnO pode variar de 0.12 a 1.25% peso e em FeO de 0.11 a 0.50 % peso. Refira-se que teores mais elevados de MnO (1 a 3% peso) podem ocorrer na clinopiroxena, granada e volastonite quando associadas ao feldspato de bário.

As anfíbolas cálcicas dos mármore da região de Alvito caracterizam-se por valores de X<sub>Mg</sub> elevados, variáveis no intervalo 0.972-0.999. Nos mármore calcíticos as anfíbolas classificam-se, segundo LEAKE et al. (1997), como tremolite e actinolite (figura 5). A ocorrência de cristais zonados é limita-da, sendo o núcleo edenite e o bordo tremoli-

Mineral Lit/Assoc. n	vesuvianite			forsterite	volastonite
	Escarnito I(núcleo)	Escarnito I(bordo)	MC/C7 5	MF/F3 4	MC/C7 11
SiO <sub>2</sub>	37,01	37,08	36,21	43,64	51,46
TiO <sub>2</sub>	1,13	1,71	3,45	0,01	0,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,74	16,81	14,33	0,01	0,01
FeOt	3,13	2,86	4,41	1,34	0,20
MnO	0,07	0,09	0,13	0,21	1,10
MgO	2,41	2,29	2,08	54,69	
CaO	36,25	36,21	34,71	0,05	47,14
Na <sub>2</sub> O	0,02	0,02	0,21	0,01	0,01
K <sub>2</sub> O		0,01	0,01	0,02	0,01
Total	96,76	97,08	95,54	99,97	99,94
	Normalizada para 50 cátions			Nº de iões na base de 4 O	Nº de iões na base de 6 O
Si	18,012	18,014	18,070	1,026	1,996
Al	9,602	9,625	8,428		
Fe <sup>3+</sup>	1,398	1,375	2,572		0,006
Ti	0,414	0,625	1,295		
Mg	1,749	0,037	1,547	1,916	
Fe <sup>2+</sup>		1,162		0,026	
Mn	0,029	1,658	0,055	0,004	0,036
Ca	18,902	18,848	18,558	0,001	1,959
Na	0,019	0,019	0,194		0,001
K		0,012	0,013		

Lit/Assoc. – Litótipo/Associação mineral; n – nº de análises MC – mármore calcítico; MF – mármore com forsterite.

Tabela 2. Análises químicas, em % peso, e distribuição catiónica por unidade de fórmula da vesuvianite, olivina e volastonite constituintes dos mármore e escarnitos da região de Alvito.

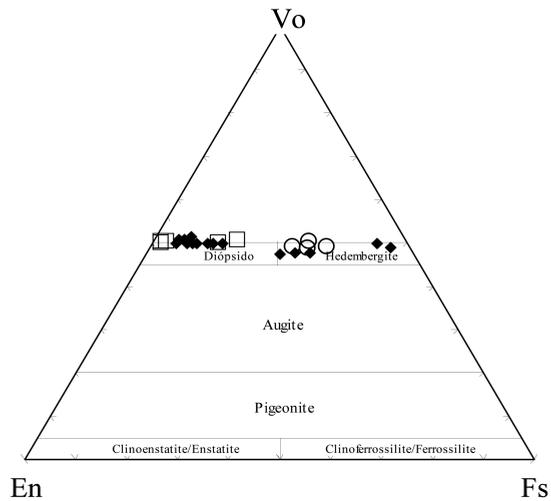


Figura 3. Projecção das piroxenas dos escarnitos e mármares da região de Alvito no diagrama volastonite(Vo)-enstatite(En)-ferrossilite(Fs), segundo MORIMOTO *et al.*, (1988). Símbolos: ○ – endocarnitos, ◆ - escarnitos, □ - mármares.

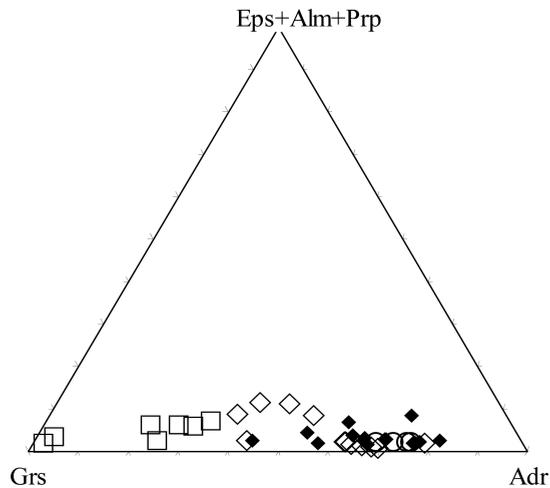


Figura 4. Variação composicional das granadas dos escarnitos e mármares da região de Alvito expressa em percentagem molar de grossulária (Grs), andradite (Adr) e espessartite+almandina+piropo (Eps+Alm+Prp). Símbolos: ○ – endocarnitos, ◆ - escarnitos (isótropa), ◇ - escarnito (anisótropa), □ - mármares.

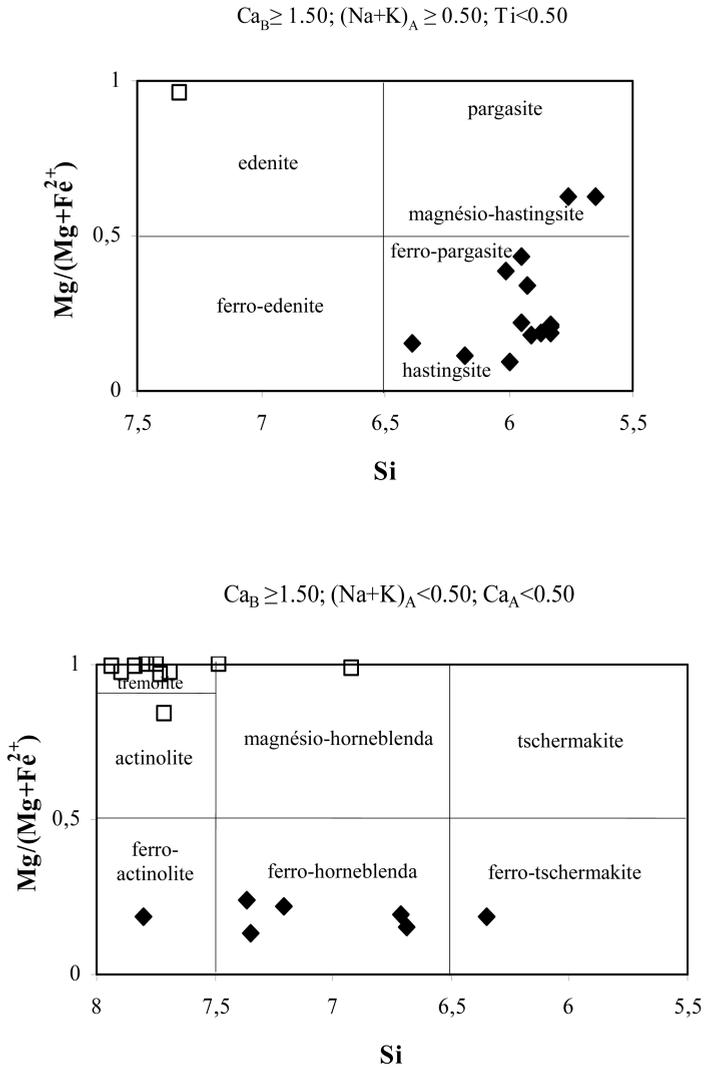


Tabela 5. Classificação das anfíbulas cálcicas dos mármores e escarnitos da região de Alvito (LEAKE et al., 1977). : Símbolos:  $\blacklozenge$  - escarnitos,  $\square$  - mármores.

te. Este zonamento químico caracteriza-se, assim, por núcleos mais ricos em Al e Na, relativamente ao bordo. Nos mármore dolomíticos e nos mármore com forsterite, as anfíobas têm composição de tremolite e magnésio-horneblenda (figura 5). Cristais zonados em mármore com forsterite mostram núcleo com composição de magnésio-horneblenda e bordo de tremolite. O zonamento químico caracteriza-se, também neste caso, por núcleos mais ricos em Al, Fe<sup>3+</sup> e Na e bordos enriquecidos em Si, relativamente ao núcleo. As anfíobas constituintes dos escarnitos mostram composição variada de hastingsite, magnésio-hastingsite, ferro-pargasite, ferro-actinolite, ferro-horneblenda e ferroschermakite (figura 5).

Nos feldspatos alcalinos presentes em amostras de mármore calcítico as percentagens molares da molécula albite variam de 1.2 a 29.3 (tabela 3), enquanto as percentagens molares de celsiana e anortite se situam nos intervalos 0.3-1.8 e 0.1-0.8, respectivamente. O feldspato de bário, identificado num número reduzido de amostras, tem composição variável de Or<sub>61.5</sub>Cn<sub>30.5</sub>Ab<sub>7.2</sub>An<sub>0.8</sub> a Or<sub>76.4</sub>Cn<sub>16.9</sub>Ab<sub>6.2</sub>An<sub>0.5</sub> (tabela 3). A composição destes feldspatos permite classificá-los como hialofana, considerando que DEER et al. (1963) estabelecem o intervalo de 5 a 30% de molécula celsiana como característico da hialofana e GAY and ROY (1968) sugerem a designação ortoclase rica em bário para os feldspatos com % molar de celsiana inferior a 15. A plagioclase dos mármore

Mineral Lit./Assoc.	feldspato potássico		feldspato de bário		plagioclase			
	MC/C7	MC/C7	MC/C6	MC/C6	MC/C6	MC/C7	MC/C7	Endsc.
n	3	1	1	1	1	1	14	1
SiO <sub>2</sub>	64,79	64,96	52,82	58,67	57,06	58,41	68,58	53,69
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,45	19,25	20,54	19,76	26,02	21,27	19,19	29,34
BaO	0,22	0,33	14,90	8,76				
CaO	0,03	0,15	0,14	0,10	8,32	10,49	0,19	11,53
Na <sub>2</sub> O	0,13	3,22	0,71	0,65	6,59	7,40	11,65	4,92
K <sub>2</sub> O	16,34	11,56	9,22	12,13	0,15	0,03	0,04	0,09
Total	99,96	99,47	98,33	100,07	98,14	97,61	99,65	99,57
Nº de iões na base de 32 O								
Si	11,994	11,896	10,939	11,435	10,4	10,81	12,02	9,738
Al	4,025	4,155	5,014	4,539	5,591	4,641	3,963	6,272
Na	0,047	1,143	0,285	0,246	2,329	2,656	3,958	1,730
Ca	0,006	0,029	0,031	0,021	1,625	2,081	0,036	2,241
K	3,859	2,701	2,436	3,016	0,035	0,007	0,009	0,021
Ba	0,016	0,024	1,209	0,669				
Celsiana	0,4	0,6	30,5	16,9				
Ortoclase	98,3	69,3	61,5	76,4	0,9	0,1	0,2	0,5
Albite	1,2	29,3	7,2	6,2	58,4	56,0	98,9	43,4
Anortite	0,1	0,8	0,8	0,5	40,7	43,9	0,9	56,1

Lit/Assoc. – Litótipo/Associação mineral; n – nº de análises; MC – mármore calcítico; Endsc – Endoscarnito.

Tabela 3. Análises químicas, em % peso, e distribuição catiónica por unidade de fórmula dos feldspatos constituintes dos mármore e endoscarnitos da região de Alvito.

Mineral Lit./Assoc. n	escapolite			flogopite				
	MC/C5 3	MC/C6 3	MC/C7 2	MC/C4 1	MC/C5 1	MD/D4 3	MF/F3 1	MF/F2 3
SiO <sub>2</sub>	54,13	53,91	45,95	41,87	39,64	42,64	41,61	39,52
TiO <sub>2</sub>	0,01	0,01	0,01	1,17	1,19	0,54	1,22	0,62
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23,51	22,93	27,32	13,15	14,31	14,81	13,73	16,13
FeOt			0,09	1,35	7,18	0,96	0,83	2,90
MnO	0,06		0,02	0,01		0,08	0,01	0,06
MgO			0,01	26,12	21,60	25,58	27,7	25,55
CaO	10,00	8,44	18,06	0,01	0,02	0,13	0,08	0,02
BaO				1,00	0,03	0,02		0,21
Na <sub>2</sub> O	7,78	8,45	2,88	0,74	0,03	0,13	0,10	0,32
K <sub>2</sub> O	1,05	0,91	0,95	9,17	10,22	10,31	10,13	9,76
Cl	2,09	3,78	0,59					
SO <sub>3</sub>	0,06	0,02	0,28					
CO <sub>2</sub> *	2,37	0,24	3,88					
Total	101,06	98,69	100,04	94,59	94,22	95,20	95,41	95,09
O Cl	0,47	0,85	0,13					
Total	100,59	97,84	99,91					
	Nº de iões na base de 12(Si, Al)			Nº de iões na base de 22 O				
Si	7,937	7,993	7,056	5,913	5,769	5,932	5,795	5,584
Al <sub>total</sub>	4,063	4,007	4,944					
Al <sup>IV</sup>				2,087	2,231	2,068	2,205	2,416
Al <sup>VI</sup>				0,102	0,224	0,360	0,049	0,27
Ti	0,001	0,001	0,001	0,124	0,130	0,056	0,128	0,066
Fe <sup>2+</sup>			0,012	0,159	0,874	0,112	0,097	0,343
Mg			0,002	5,499	4,687	5,306	5,751	5,382
Mn	0,007		0,003	0,001		0,009	0,001	0,007
Ca	1,571	1,341	2,971	0,002	0,003	0,019	0,012	0,003
Ba				0,055	0,002	0,001		0,012
Na	2,212	2,429	0,857	0,203	0,008	0,035	0,027	0,088
K	0,196	0,172	0,186	1,652	1,898	1,830	1,800	1,759
Cl	0,519	0,950	0,154					
S	0,007	0,002	0,032					
C*	0,474	0,048	0,814					
X <sub>Cl</sub>	0,519	0,950	0,154					
EqAn	35,433	33,567	64,800					

Lit/Assoc. – Litótipo/Associação mineral; n – nº de análises; MC – mármore calcítico; MD – mármore dolomítico; MF – mármore com forsterite.

Tabela 4. Análises químicas, em % peso, e distribuição catiónica por unidade de fórmula da escapolite e da flogopite constituinte dos mármores da região de Alvito.

calcíticos mostra composições variáveis no intervalo  $Ab_{58,4}An_{40,7}Or_{0,9}$  a  $Ab_{98,9}An_{0,9}Or_{0,2}$ . A composição química da plagioclase não parece ser compatível com as condições físicas do metamorfismo indicadas pelas associações minerais de metamorfismo prógrado. Assim, poderá considerar-se um estágio de albitização da plagioclase que antecede a feldspatização. Com efeito, as relações texturais permitem inferir um carácter secundário para o feldspato potássico de amostras de mármore calcíticos. A plagioclase dos endoscarnitos tem composição  $An_{49-56}$  (tabela 3).

A composição da escapolite nos mármore calcíticos da região de Alvito varia de dipiro a meionite (tabela 4), de acordo com EVANS et al. (1969), com EqAn no intervalo 33.6-64.8 e  $X_{Cl}$  no intervalo 0.15-0.95. Segundo MORA and VALLEY (1989),  $X_{Cl}$  diminui e EqAn aumenta com o aumento do grau de metamorfismo.

As flogopites dos mármore (tabela 4) mostram valores relativamente baixos para o quociente  $Fet/(Fet+Mg)$ , variando no intervalo 0.028-0.157 para os mármore calcíticos e no intervalo 0.017-0.060 para os mármore com forsterite.

As análises de calcite dos tipos litológicos considerados desviam-se da composição ideal pela incorporação de Mg, Fe e Mn (tabela 5). Com efeito, a % molar de magnesite ( $MgCO_3$ ) varia de 0 a 19.32, a % molar de siderite ( $FeCO_3$ ) de 0 a 0.55 e a % molar de rodocrosite ( $MnCO_3$ ) de 0.03 a 0.42. Na dolomite os membros extremos calcite, magnesite, siderite e rodocrosite variam nos intervalos 49.11-51.62, 47.51-50.01, 0.29-1.03 e 0.19-0.68, respectivamente.

A composição química das espinelas constituintes dos mármore com forsterite (tabela 6) indica solução sólida entre as séries

Mineral Lit./Assoc.	calcite					dolomite		
	MC/C7	MC/C4	MD/D3	MF/F2	MF/F3	MD/D2	MF/F3	MF/F3
n	3	2	1	1	1	4	2	1
CaO	56,18	54,05	54,95	55,68	46,82	30,11	30,59	29,99
MgO		1,70	0,96	0,28	8,05	20,73	20,72	21,57
FeOt	0,03	0,14	0,06	0,04	0,03	0,62	0,56	0,47
MnO	0,09	0,15	0,10	0,25	0,25	0,25	0,25	0,17
CO <sub>2</sub> c	44,16	44,45	44,27	44,18	45,71	46,80	47,13	47,48
Total	100,46	100,49	100,34	100,43	100,86	98,51	99,25	99,68
Nº de iões na base de 6 O								
Ca	1,997	1,908	1,948	1,978	1,608	1,010	1,019	0,991
Mg		0,084	0,047	0,014	0,385	0,967	0,960	0,992
Fe <sup>2+</sup>	0,001	0,004	0,002	0,001	0,001	0,016	0,015	~0,012
Mn	0,003	0,004	0,003	0,007	0,007	0,007	0,007	0,004
C	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
CaCO <sub>3</sub>	99,83	95,42	97,41	98,90	80,39	50,49	50,94	49,57
MgCO <sub>3</sub>		4,18	2,37	0,69	19,23	48,37	48,01	49,60
FeCO <sub>3</sub>	0,04	0,19	0,08	0,06	0,04	0,81	0,73	0,61
MnCO <sub>3</sub>	0,13	0,21	0,14	0,35	0,34	0,33	0,33	0,22

Lit/Assoc. – Litótipo/Associação mineral; n – nº de análises; MC – mármore calcítico; MD – mármore dolomítico; MF – mármore com forsterite.

Tabela 5. Análises químicas, em % peso, e distribuição catiónica por unidade de fórmula dos carbonatos constituintes dos mármore da região de Alvito

MgAl<sub>2</sub>O<sub>4</sub> (espinela) e Fe<sup>2+</sup>Al<sub>2</sub>O<sub>4</sub> (hercinite). Todavia, valores inferiores a 0.2 para o quociente Fe<sup>2+</sup>/(Fe<sup>2+</sup>+Mg) permitem classificá-la como espinela. Segundo FROST (1991), o teor em Zn das espinelas pode dar indicação sobre o grau de metamorfismo, sendo baixo em mármore da fácies anfibolítica e mais elevado, com valores de X<sub>Zn</sub> superiores a 0.15, em espinelas da fácies granulítica. Registámos o valor de 0.62, relativo à % molar de ganite (ZnAl<sub>2</sub>O<sub>4</sub>), em espinela de mármore com forsterite, da região de Alvito. As análises químicas de magnetite dos escarnitos (tabela 6) mostram composição próxima

de termo extremo, com baixos teores de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0,50-2,7 %peso), TiO<sub>2</sub> (0,10-0,60 %peso) e MgO (0,04-3,87% peso).

## GEOCROLOGIA

Na tabela 7 apresentam-se as idades K-Ar obtidas em amostras de flogopites de mármore calcítico, anfíbola de escarnito e rocha total de gnaiss da região de Alvito, determinadas no extinto Laboratório de Geocronologia do Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra.

Mineral Lit./Assoc. n	magnetite		espinela	
	Escarnito 7	Escarnito 1	MF/F2 2	MF/F2 1
	SiO <sub>2</sub>	0,10	0,04	
TiO <sub>2</sub>	0,10	0,56	0,03	0,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,50	2,78	62,97	61,46
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	nd	nd	nd
FeO	92,48	89,52	12,63	11,52
MnO	0,17	0,29	0,23	0,51
MgO	0,04	0,20	23,41	24,64
ZnO	0,04	nd	0,33	nd
NiO	0,04	nd	nd	nd
CaO	0,04		nd	0,12
Total	93,52	93,39	99,60	98,52
§Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	68,21	64,54	7,75	9,05
§FeO	31,1	31,45	5,66	3,38
Novo total	100,35	99,86	100,38	99,43
Nº de iões na base de 32 O				
Si	0,031	0,012		0,038
Al	0,180	0,994	14,826	14,534
Cr	0,002			
Fe <sup>3+</sup>	15,710	14,727	1,165	1,366
Ti	0,023	0,128	0,005	0,012
Mg	0,018	0,090	6,972	7,370
Ni	0,010			
Fe <sup>2+</sup>	7,959	7,975	0,945	0,567
Zn	0,009		0,049	
Mn	0,044	0,074	0,039	0,087
Ca	0,013			0,026

Lit/Assoc. – Litótipo/Associação mineral; n – nº de análises; MF – mármore com forsterite; nd – não determinado; §Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>

Tabela 6. Análises químicas, em % peso, e distribuição catiónica por unidade de fórmula da espinela e magnetite constituintes, respectivamente, dos mármore e escarnitos da região de Alvito.

Os procedimentos laboratoriais para a determinação do potássio e extracção, purificação e análise dos isótopos de árgon são descritos por MACEDO (1988). As idades foram determinadas pelos métodos de "spike" duplo ( $^{38}\text{Ar}$ ,  $^{39}\text{Ar}$ ) e "spike" simples ( $^{38}\text{Ar}$ ). As constantes utilizadas foram as recomendadas por STEIGER and JÄGER (1977).

As idades obtidas para a flogopite dos mármore calcíticos e anfíbola dos escarnitos

(332 a 323 Ma) são equivalentes às idades determinadas para os dioritos do CIB nesta região (338-325 Ma, GOMES, 2000) e concordam com uma idade sin  $D_2$  para os dioritos e respectivo metamorfismo de contacto e metassomatismo induzidos nas rochas meta-carbonatadas impuras.

As idades radiométricas obtidas para amostras de rocha total dos gnaisses (302 a 288 Ma) indicam reajustamentos tectono-térmicos tardios (tardi  $D_2$  a sin  $D_3$ ).

Litótípo	Amostra	Nº de Spike	%K	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (CCSTP/g)	$^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$ (%)	Idade (Ma) spike duplo
Mármore calcítico	flogopite (60-100 mesh)	5541,9	8,02	$1,1158 \times 10^{-4}$	1,053	<b>327</b> ±7
Mármore calcítico	flogopite (60-100 mesh)	5559	7,97	$1,128659 \times 10^{-4}$	1,178	<b>332</b> ±7
Escarnito	Anfíbola (35-60 mesh)	1104	1,70	$2,33892 \times 10^{-5}$	6,623	<b>323</b> ±8
Gnaisse	rocha total (35-60 mesh)	2660,5	6,49	$8,294516 \times 10^{-5}$	0,120	<b>302</b> ±10
Gnaisse	rocha total (35-60 mesh)	2190,1	4,78	$5,797482 \times 10^{-5}$	0,032	<b>288</b> ±8

Tabela 7. Idades radiométricas K-Ar obtidas em amostras de flogopite de mármore calcítico, anfíbola de escarnito e rocha total de gnaisse da região de Alvito.

## CONCLUSÕES

Como conclusões deste trabalho reconhecem-se na região de Alvito-Viana do Alentejo (DEB), pelo menos, dois eventos tectono-térmicos:

- o primeiro, associado a um empilhamento tectónico, com sentido de movimentação para N, referido por vários autores como sendo relativo à D1 Varisca, e que se correlaciona com o metamorfismo regional de alta pressão da ZOM;
- o segundo, mais tardio, um metamorfismo térmico, acompanhado por metasso-

matismo, induzido pelos dioritos e quartzo-dioritos do CIB, no Carbónico médio, e patente principalmente nos mármore e rochas calcossilicatadas.

Deste modo estão bem documentados os dois eventos tectono-metamórficos, havendo no caso da unidade dos mármore e restantes rochas carbonatadas uma manifesta ausência ou pouca representação do primeiro evento devido à resposta reológica destes materiais. De facto a maior plasticidade, e resposta à deformação dúctil, ocorrida e verificada nesta unidade tectono-estratigráfica, justifica de *per si* a quase ausência de evidências de alta pressão ocorrida previa-

mente (PASSCHIER et al., 1990; SANDERSON and MARCHINI, 1984; TURNER and WEISS, 1963). A deformação subsequente oblitera, apaga e reduz a uma ínfima representação as evidências de alta pressão que tivessem sido possíveis de encontrar, sendo o segundo evento predominante na região, nestas litologias.

## **AGRADECIMENTOS**

Os autores agradecem ao Prof. Doutor C. Regêncio Macedo e aos Drs. Tomás Ferreira e Armindo Nunes pelo trabalho laboratorial de obtenção das idades K-Ar. PEF teve o suporte financeiro de GEODYN, POCTI-ISFL-5-32 e MODELIB, POCTI/35630/CTA/2000-FEDER.

*Recibido: 24 / 6 / 2006*

*Acceptado: 10 / 10 / 2006*

## REFERÊNCIAS

- ANDRADE, A. S., ANTUNES, M. T., ARAÚJO, A., CASTRO, P., CARVALHO, D., CARVALHOSA, A., DIAS, R., FEIO, M., FONSECA, P., MARTINS, L., OLIVEIRA, V., PAIS, J., PIÇARRA, J. M., RAMALHO, M., ROCHA, R., SANTOS, J. F., SILVA, J. B., SILVEIRA, A. B. and ZBYSZEWSKI, G. (1992). *Carta Geológica de Portugal na escala 1/200 000. Notícia explicativa da folha 8*. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, 91 pp.
- ARAÚJO, A. FONSECA, P. E., RIBEIRO, A. and 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 X Congreso Latinoamericano de Geologia, Buenos Aires, 2, 29-34.
- CARVALHOSA, A. (1965). Contribuição para o conhecimento geológico da região entre Portel e Ficalho (Alentejo). *Mem. Serv. Geol. Portugal* (N.S.), 11, 132pp.
- CARVALHOSA, A. (1972). Contribuição para o conhecimento geológico da região de Viana do Alentejo - Alvito. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 18, 7-56.
- CARVALHOSA, A. (1983). Esquema geológico do Maciço de Évora. *Comum. Serv. Geol. Portugal*, 69, 201-208.
- CARVALHOSA, A. (1985). Sobre os gnaisses leptiniticos da faixa de Escoural - Alvito (Alentejo) - Nota Preliminar. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 24: 213-218.
- CARVALHOSA, A., GONÇALVES, F. and OLIVEIRA V. (1987). *Carta Geológica de Portugal na escala 1/50 000. Notícia explicativa da folha 36-D (Redondo)*. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, 63 pp.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A. and ZUSSMAN, J. (1963). Rock-forming minerals. Vol. 4 Framework silicates. *Longman*, 435pp.
- ETCHECOPAR, A. (1977) - A plane kinematic model of progressive deformation in a polycrystalline aggregate. *Tectonophysics*, 39: 121-139.
- EVANS, B. W., SHAW, D. M. and HAUGHTON, D. R. (1969). Scapolite stoichiometry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 24: 293-305.
- FONSECA, P. (1995). *Estudo da sutura varisca no SW ibérico nas regiões de Serpa-Beja-Torrão e Alvito-Viana do Alentejo*. Universidade de Lisboa, 325 pp. (Tese de doutoramento).
- FONSECA, P. E., MUNHÁ, J., PEDRO, J. C., MOITA, P., ARAÚJO, A., ROSAS, F. and LEAL, N. (1999). Variscan Ophiolites and High-Pressure metamorphism in Southern Iberia. *Ophioliti*, 24/2, Sp. Iss.: 259-268.
- FONSECA, P. E., FONSECA, M. M. and MUNHÁ, J. M. (2004). Ocorrência de aragonite em mármoles da região de Alvito-Viana do Alentejo (Zona de Ossa-Morena): significado geodinâmico. *Caderno Lab. Xeológico de Laxe*, 29: 79-96.
- FROST, B. R. (1991). Stability of oxide minerals in metamorphic rocks. In *Reviews in Mineralogy*, Vol. 25, LINDSLEY, D. H. (eds.), Mineral. Soc. America. 469-487.
- GAY, P. and ROY, N. N. (1968). The mineralogy of the potassium-barium feldspar séries III: Subsolidus relationships. *Mineral. Mag.*, 36: 914-932.
- GOMES, E. M. C. (2000). *Metamorfismo de rochas carbonatadas siliciosas da região de Alvito (Alentejo, Sul de Portugal)*. Universidade de Coimbra. 240 pp. (Tese de doutoramento).
- HOLLAND, T. and BLUNDY, J. (1994). Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 116: 433-447.
- JONG, G. DE, DALSTRA, H., BOORDER, H. DE and SAVAGE, J. F. (1991). Blue amphiboles, Variscan deformation and plate tectonics in the Beja Massif, South Portugal. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 77: 59-64.

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, 402pp. (Tese de doutoramento).

LEAKE, B. E., WOOLLEY, A. R., ARPS, C. E. S., BIRCH, W. D., GILBERT, M. C., GRICE, J. D., HAWTHORNE, F. C., KATO, A., KISCH, H. J., KRIVOVICHEV, V. G., LINTHOUT, K., LAIRD, J., MANDARINO, J. A., MARESCH, W. V., NICKEL, E. H., ROCK, N. M. S., SCHUMACHER, J. C., SMITH, D. C., STEPHENSON, N. C. N., UNGARETTI, L., WHITTAKER, E. J. W. and YOUZHI, G., (1997). Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association; Commission on new Minerals and Mineral Names. *Am. Mineral.*, 82, 1019-1037.

MACEDO, C. A. R. (1988). *Granitóides, Complexo Xisto-Grauváquico e Ordovícico na região entre Trancoso e Pinhel (Portugal Central) - Geologia, Petrologia e Geocronologia*. Universidade de Coimbra. 430 pp. (Tese de doutoramento).

MORA, C. I. and VALLEY, J. W. (1989). Halogen-rich scapolite and biotite: implications for metamorphic fluid-rock interaction. *Am. Mineral.*, 74: 721-737.

MORIMOTO, N., FABRIES, J., FERGUSON, A. K., GINZBURG, I. V., ROSS, M., SEIFERT, F. A. and ZUSSMAN, J. (1988). Nomenclature of pyroxenes. *Am. Mineral.*, 73, 1123-1133.

OLIVEIRA, V. (1984). Contribuição para o conhecimento geológico-mineiro da região de Alandroal-Juromenha (Alto Alentejo). *Est. Not. Trab. Serv. Fom. Min.*, 26: 103-126.

PASSCHIER, C. W.; MYERS, J. and KRONER, A. (1990). *Field Geology of High-Grade Gneiss Terrains*, Springer-Verlag, 150 pp.

PINTO, A. F. F. and ANDRADE, A. A. S. (1985). Nota prévia sobre os escarnitos ferríferos do Alvito (Alentejo). *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 24: 253-258.

RAMSAY, J. G. and HUBER, M. I. (1987). The Techniques of Modern Structural Geology: vol. 2 Folds and Fractures. *Academic Press Inc.* (London Ltd.), pp. 309-700.

ROSAS, F.; MARQUES, F.; COELHO, S. and FONSECA, P. E. (2001). Sheath fold development in bulk simple shear: analogue modelling based on natural examples from the Southern Iberian Variscan Fold Belt. Koyi, H. A., and Mancktelow, N. S., eds., Tectonic Modelling: A Volume in Honor of Hans Ramberg: *Geological Society of America Memoir*, 193: 101-110.

SANDERSON, D. and MARCHINI, W. R. D. (1984). Transpression. *J. Struct. Geol.*, 6: 449-458.

SCHMIDT, M. W. (1992). Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 110: 304-310.

SILVA, J. M. (1960). Calcários da região de Viana do Alentejo - Alvito. *Est. Not. Trab. Serv. Fom. Min.*, 14: 203-255.

STEIGER, R. H. and JÄGER, E. (1977). Subcommission on Geochronology Convention on the use of decay constants in Geo and Cosmochronology. *Earth Plan. Sci. Letters*, 36, pp. 359-362.

TURNER, F. J. and WEISS, L. (1963). *Structural Analysis os Metamorphic Tectonites*. McGraw-Hill, 545 pp.