

Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe
Coruña. 2003. Vol. 28, pp. 9-35

ISSN: 0213-4497

Pseudotaquilitos e ultramilonitos associados a faixas de cisalhamento no Maciço Ibérico (Portugal): implicações para a geotectónica e a paleo-sismicidade Varisca

Pseudotachylyte and ultramylonite bands in relation to shear zones of the Iberian Massif (Portugal): geotectonic and Variscan palaeoseismicity implications

CHAMINÉ, H. I.¹; FONSECA, P. E.²; F. MONTEIRO, J.³; BORGES, F. S.⁴ &
MUNHÁ, J. M.³

Abstract

Pseudotachylyte is regarded as a friction melt developed during brittle faulting at depths within the crust that approximate the seismogenic zone. It is a dark, very fine-grained fault rock, which may intrude as thin veinlets the surrounding gneissic rocks. Our work aims at studying pseudotachylytes identified in three main sectors of the portuguese branch of the Iberian Massif (Ossa-Morena Zone). The study took advantage of both field (geological and structural mapping) and laboratory (mineralogy, petrography, structural petrology) approaches. In mylonitic gneisses from NW Portugal (Vale Maior region, Porto-Albergaria-a-Velha-Tomar shear zone), evidence was found for the development of ultramylonite bands by ductile deformation of pseudotachylyte. In the SW Portugal (Alvito-Viana do Alentejo region and Vale do Guadiana region), geological mapping has shown deformed pseudotachylyte and ultramylonite bands in felsic gneisses. In the gneiss a mylonite shape fabric was produced by a continuous structural event during retrogression from amphibolite to upper greenschist facies. A microstructure typical of ultramylonite was produced in these deformed pseudotachylyte bands. These rare occurrences are discussed on the light of the Iberian geology framework in relation to frictional melting mechanisms in major shear zones and as meteoritic impact structures.

Key words: Pseudotachylytes, mylonites, shear zones, tectonics, geodynamics, Iberian Massif, Portugal.

Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe
Coruña. 2003. Vol. 28, pp. 9-35

(1) Departamento de Engenharia Geotécnica do Instituto Superior de Engenharia do Porto. Rua Dr. António Bernardino de Almeida, 431, P-4200-072 Porto. Portugal, e Centro de Minerais Industriais e Argilas da Universidade de Aveiro.

(2) Laboratório de Tectónica e Tectonofísica Experimental (LATTEX) e Departamento de Geologia da Universidade de Lisboa. Ed. C2, 5º piso. Campo Grande. 1749-061 Lisboa. Portugal.

(3) Centro de Geologia e Departamento de Geologia da Universidade de Lisboa. Ed. C2, 5º piso. 1749-061 Lisboa. Portugal.

(4) Centro de Geologia e Departamento de Geologia da Universidade do Porto. Praça de Gomes Teixeira. 4099-002 Porto. Portugal.

1. INTRODUÇÃO

Os pseudotaquilitos são um tipo especial de rocha, intimamente associados a falha e/ou a zonas de cisalhamento com movimentação muito intensa, envolvendo fenômenos de milonitização extremos e, por vezes, mesmo de fusão por atrito, e que possui uma natureza vítrea ou de granularidade muito fina (MAGLOUGHLIN & SPRAY, 1992; PASSCHIER & TROUW, 1996). Estas rochas, normalmente densas, são compostas (mesmo à escala submicroscópica) por uma matriz afanítica de material de tonalidade escura com inclusões em proporções variáveis de fragmentos líticos, de forma arredondada a angular, da rocha encaixante (CUREWITZ & KARSON, 1999). No terreno, os pseudotaquilitos são frequentemente confundidos com rochas ígneas devido a ocorrerem sob a forma de veios e de filonetes de aparência intrusiva.

O estudo de rochas muito deformadas fascina, ainda hoje, a maioria dos geocientistas, desde que foram referenciados, por LAPWORTH (1885) e CLOUGH (1888) no País de Gales e na Escócia, um tipo muito particular, os milonitos. Um subtipo particular destas rochas foi designado por pseudotaquilito e descrita pormenorizadamente, pela primeira vez, por SHAND (1916) aquando da caracterização das rochas gnáissicas do domo de Vredefort nas redondezas de Parijs (SW de Joanesburgo, África do Sul). Assim, a designação de pseudotaquilito (“*pseudotachylyte*”, SHAND, 1916; MAGLOUGHLIN & SPRAY, 1992; ou “*pseudotachylite*”, na grafia da maioria dos autores Norte-Americanos e da África-Austral; e.g., KILLICK, 1990; REIMOLD, 1995) foi

dada a este tectonito por ser muito semelhante, quer pelo modo de ocorrência em estreitos veios de tonalidade muito escura quer pela sua textura vítrea e matriz afanítica, à rocha ígnea denominada de taquilito ou vidro basáltico (SHAND, 1916, 1951).

Os vários artigos científicos dados à estampa, no último século e em particular no último decénio, evidenciam o espectacular avanço no conhecimento no estudo dos pseudotaquilitos com o recurso a técnicas analíticas e microscópicas (consultar o número especial, editado por MAGLOUGHLIN & SPRAY (1992), da ‘*Tectonophysics*’ [204, 3/4: 197-337] subordinado à temática “*Frictional melting processes and products in geological materials*”; e as sínteses posteriores de REIMOLD (1995) e de PASSCHIER & TROUW (1996).

Os pseudotaquilitos ocorrem quase sempre ao longo de superfícies de ruptura tais como carreamentos, falhas normais e de desligamento (FAURE & PIN, 1979; GROCOTT, 1977, 1981; JEGOUZO, 1986; PASSCHIER, 1986a,b; JEGOUZO & ROSSELO, 1988; MAGLOUGHLIN & SPRAY, 1992; SWANSON, 1992; LIN, 1994; SPRAY, 1992, 1995, 1997; DAVIDSON *et al.*, 2003), superfícies de escorregamento relacionadas com a movimentação de grandes massas de terreno (MASCH *et al.*, 1985; UI *et al.*, 1986; LEGROS *et al.*, 2000), e estruturas resultantes do impacto de meteoritos (WILSHIRE, 1971; ERNSTSON *et al.*, 1985, 1987; MAGLOUGHLIN & SPRAY, 1992; REIMOLD, 1995; THOMPSON & SPRAY, 1996; GIBSON *et al.*, 1997).

Embora haja alguma discussão sobre os mecanismos de formação e origem dos

pseudotaquilitos (e.g., FRANCIS & SIBSON, 1973; SIBSON, 1975; WENK, 1978; MADDOCK, 1983; SPRAY, 1995; O'HARA, 2001), é do consenso geral que estes são gerados por mecanismos relacionados com falhas activas, do ponto de vista sísmico, que envolvem a ocorrência de atrito rápido e fusão local em rochas geralmente anídras. Assim, os pseudotaquilitos podem ser considerados como um dos raros indicadores de paleosismicidade no registo geológico (SIBSON, 1975; PASSCHIER, 1986b) e todos os estudos sobre este tipo de tectonitos ganham uma importância acrescida para inferir as condições físico-químicas e reológicas dos materiais durante o processo de ruptura sísmica (e.g., SNOKE & TULLIS, 1998; O'HARA, 2001). Os modelos reológicos comumente propostos para a crosta continental indicam que a fusão por atrito ("frictional melting") é mais frequente na crosta superior, de natureza frágil (SCHOLZ, 1987, 1988; SNOKE & TULLIS, 1998; RAY, 1999), ou mesmo na transição dúctil-frágil, e que poderá levar a uma situação de ruptura dos materiais em toda a litosfera (O'HARA, 2001; O'HARA & SHARP, 2001). Outras situações descritas na literatura geológica, estão relacionadas com desenvolvimento de tectonitos em condições dúcteis da crosta profunda e em regiões muito complexas e deformadas (SIBSON, 1980; HOBBS *et al.*, 1986); desenvolvimento de pseudotaquilitos em condições de grande profundidade em contextos eclogíticos (AUSTRHEIM & BOUNDY, 1994; AUSTRHEIM *et al.*, 1997); e, mesmo, em sismos muito profundos (KANAMORI *et al.*, 1998).

Dados de campo, de laboratório e de investigação experimental vieram mostrar que a designação "pseudotaquilito" tem de ser encarada como um termo abrangente que inclui uma gama de situações texturais, que vão desde o ultramilonito até ao fluido ("melt"), formadas pela libertação de calor, por pulverização ou por atrito, devida ao movimento ao longo de uma zona de falha — $>10^{-1} \text{ ms}^{-1}$ a 1 ms^{-1} (e.g., PHILPOTTS, 1964; FRANCIS, 1972; FRANCIS & SIBSON, 1973; SIBSON, 1975, 1989; GROCOTT, 1977; WENK, 1978; IROUSCHEK & HUBER, 1982; MADDOCK, 1983; SPRAY, 1987; SCHOLZ, 1988; MAGLOUGHLIN & SPRAY, 1992; KOCH & MASCH, 1992; TECHMER *et al.*, 1992; SPRAY, 1995; O'HARA, 2001; O'HARA & SHARP, 2001). Nestas condições, o calor gerado é suficiente para fundir a rocha que depois solidifica sob a forma de um vidro, dando lugar aos pseudotaquilitos. Para que estes se formem, as temperaturas ao longo da superfície da falha terão que exceder os $\sim 650^\circ\text{C}$. Algum do fluido assim originado pode circular segundo os planos de falhas menores, ramificando-se desde a superfície, onde se gerou, através da rocha encaixante, formando veios de injeção de dimensões da ordem dos 10 a 50 mm (PASSCHIER, 1982b; PASSCHIER *et al.*, 1990). O pequeno volume de fluido formado sofre, de imediato, um arrefecimento bastante rápido até à temperatura da rocha encaixante e, como resultado deste processo, solidifica, transformando-se num material afanítico de natureza vítrea ou de grão muito fino.

A matriz dos pseudotaquilitos difere dos cataclasitos e/ou da brecha de falha,

pois nestes últimos faltam os pequenos fragmentos líticos inclusos nela, e os fragmentos isolados estão contidos numa matriz relativamente homogénea (MADDOCK *et al.*, 1987; BOSSIÈRE, 1991; PASSCHIER & TROUW, 1996).

O termo cataclasito (*s.str.*) é reservado para diversos tipos de rochas cataclásticas coerentes com uma percentagem de matriz superior a 10% (BORGES, 1996). Rochas análogas aos cataclasitos, mas em que a redução granular resultou de processos dúcteis designam-se por milonitos (e.g., ZECK, 1974; BELL & ETHERIDGE, 1973; WHITE *et al.*, 1980; WISE *et al.*, 1984; TANAKA, 1992; PASSCHIER *et al.*, 1990; PASSCHIER, 1986b, 1988, 1991).

Convém sublinhar que o estudo destas rochas são de extrema importância, visto serem um dos raros indicadores que permitem contextualizar a actividade paleosísmica regional (“paleoseismic activity” *sensu* SIBSON, 1975) em épocas ante-Mesozóica, em particular, nos episódios tardi- a pós-Variscos do Maciço Ibérico.

2. ÁREAS SELECCIONADAS

No afloramento de Vale Maior (a NE de Albergaria-a-Velha) identificou-se, pela primeira vez na região (CHAMINÉ *et al.*, 1996b; CHAMINÉ, 2000), à escala do afloramento, a existência de bandas de pseudotaquilitos e de ultramilonitos que recortam intensamente os gnaisses do maciço de Vale Maior. Este enquadra-se, do ponto de vista geotectónico, na faixa de cisalhamento de Porto-Tomar (Zona de Ossa-Morena, ZOM). Para além disso, foram também objecto de estudo as

regiões de Alvito-Viana do Alentejo e do Vale do Guadiana (ZOM, SW de Portugal) (figura 1).

Nesta breve nota, as bandas de pseudotaquilitos e de ultramilonitos foram objecto de uma caracterização minuciosa de terreno e de laboratório (mineralogia, petrografia e petrologia estrutural). Foi ainda estabelecido um quadro síntese destas raras ocorrências no contexto da geologia Peninsular (quadro 1), quer relacionadas com mecanismos de fusão crustal associados a megaestruturas tectónicas Variscas (e.g., DOBLAS *et al.*, 1983; DOBLAS, 1987; FONSECA, 1995, 1996; CHAMINÉ *et al.*, 1996; CHAMINÉ, 2000; CASAS *et al.*, 2000; CHAMINÉ *et al.*, *in prep.*) quer como estruturas de impacto meteorítico, como o do caso de Azuara em Espanha (e.g., ERNSTSON *et al.*, 1985, 1987; ERNSTSON & FIEBAG, 1992; AURELL, 1994).

3. A REGIÃO DE ALBERGARIA-A-VELHA

3.1. Enquadramento geotectónico regional

O gnaisse blastomilonítico de Vale Maior (figuras 2 e 3) inclui-se no domínio estrutural designado por alóctone da faixa metamórfica de Espinho-Albergaria-a-Velha ou ‘domínio estrutural 2’ (CHAMINÉ, 2000). Este estende-se desde os arredores da localidade de S. João-de-Ver até próximo da localidade de Vale Maior (a Leste de Albergaria-a-Velha). Neste domínio prevalece um metamorfismo de grau médio, caracterizando-se por possuir duas litologias bem diferenciadas, correspondendo à

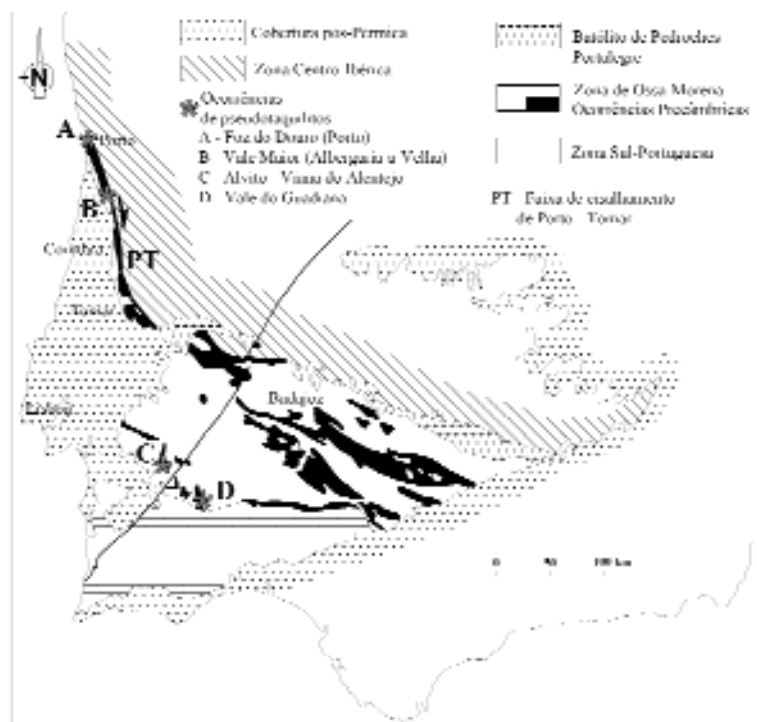


Figura 1. Principais ocorrências de pseudotaquilitos na parte portuguesa do Maciço Ibérico (Zona de Ossa-Morena, W de Portugal). Base geotectónica adaptada de QUESADA *et al.* (1990).

denominada Unidade de S. João de Ver (CHAMINÉ *et al.*, 1996b; CHAMINÉ, 2000): na base reconheceram-se metapófiro e gnaisses blastomiloníticos recortados, localmente, por pseudotaquilitos; para o topo, em aparente concordância estratigráfica, ocorre uma sequência de micaxistos, por vezes granatíferos, e meta-grauvaques. Em toda a unidade afloram também inúmeros corpos anfibolíticos, de orientação geral NNW-SSE, que são interpretados, globalmente, como basaltos transicionais do tipo MORB (“mid-ocean ridge basalts”) com certas afinidades geoquímicas com traquiandesitos e/ou andesitos (*cf.* PORTUGAL FERREIRA, 1982;

PORTUGAL FERREIRA *et al.*, 1991; MENDES, 1988; MENDES & MUNHÁ, 1990; CHAMINÉ, 2000).

Esta unidade corresponde à megaestrutura regional, de tectónica do tipo pelicular, interpretada como carreamento de S. João-de-Ver (RIBEIRO *et al.*, 1995; CHAMINÉ *et al.*, 1996b, 1999; CHAMINÉ, 2000). O contacto Oeste é geralmente sublinhado por granitóides variscos de duas micas e/ou corpos aplito-pegmatíticos ou, então, é feito por contacto mecânico com os migmatitos e/ou gnaisses da Unidade de Lourosa inferior. O contacto Leste corresponde, essencialmente, ao ramo mais ocidental da faixa de

Localidade	Enquadramento geológico	Enquadramento estrutural	Referência
Região de Mijares; Serra de Gredos (ca. 170 km a SW de Madrid)	Granitóides deformados (ZCI, Maciço Central Espanhol)	Bandas de cisalhamento, transcorrentes, tardi a pós-varisca (WNW-ESE)	DOBLAS <i>et al.</i> (1983), DOBLAS (1987)
Alvito-Viana do Alentejo	Gnaisses félsicos e ultramilonitos (ZOM, Megaestrutura do Domínio Meridional)	Bandas de cisalhamento, sin-fase D ₁ varisca (NNE-SSW)	FONSECA (1995, 1996)
Vale Maior (Albergaria-a-Velha; a ca. 30 km a Leste de Aveiro)	Blastomilonitos e ultramilonitos (ZOM, Faixa de cisalhamento de Porto-Tomar)	Bandas de cisalhamento, transcorrentes, tardi a pós-varisca (WNW-ESSE a W-E)	CHAMINÉ <i>et al.</i> (1996), CHAMINÉ (2000)
Foz do Douro (Porto)	Gnaisses, migmatitos e ultramilonitos (ZOM, Faixa de cisalhamento de Porto-Tomar)	Bandas de cisalhamento, transcorrentes, tardi a pós-varisca (WNW-ESSE a W-E)	CHAMINÉ (2000), CHAMINÉ <i>et al.</i> (<i>in prep.</i>)

Quadro 1. Síntese dos principais trabalhos com descrições de pseudotaquilitos, relacionados com megaestruturas tectónicas, no Maciço Ibérico.

cisalhamento de Porto-Tomar. Este contacto é dobrado pela estrutura de Santa Maria da Feira e intersectado obliquamente a Sul pelo cavalgamento tardio (sin-fase regional D₃ Varisca) sobre a Unidade de Arada. O contacto é ainda cavalgado, por acidente tardio, pelas Unidades de Carvoeiro e do Quartzito 'Armoricano' de Caldas de S. Jorge, na região de

Mouquim-Carvoeiro (CHAMINÉ *et al.*, 1995, 1996b, 2000; CHAMINÉ, 2000).

No domínio estrutural em questão reconhece-se uma xistosidade gerada por planos de cisalhamento do tipo C-S, dúcteis e, no geral, sub-horizontais. Esta xistosidade penetrativa relaciona-se com a 2^a fase de deformação regional varisca (D₂) e

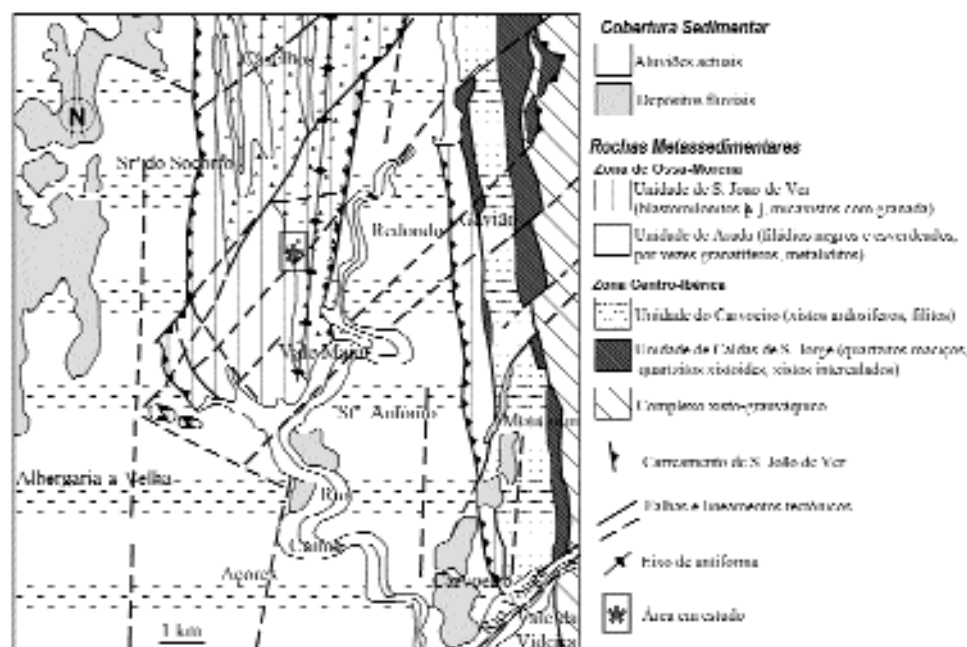


Figura 2. Esboço geológico do sector de Vale Maior, Albergaria-a-Velha (adaptado de CHAMINÉ, 2000).

retoma uma foliação prévia. Foram cartografados vários locais em que as fases regionais D_1 e D_2 são co-planares, registando-se superfícies sub-horizontais com uma lineação de estiramento forte, de orientação média N–S. Observou-se, localmente, em litologias metapelíticas, uma clivagem de crenulação associada com a D_3 Varisca regional. O sentido de cisalhamento precoce faz-se globalmente para o quadrante Norte (NNW) e foi deduzido através da presença de critérios cinemáticos tais como estruturas sigmóides, planos de cisalhamento C–S, porfiroclastos σ e δ em granada, feldspato, micas e quartzo (figura 3).

3.2. O afloramento de Vale Maior

3.2.1. Quadro geológico local

A Sul de Oliveira de Azeméis regista-se a ocorrência de rochas gnáissicas de tonalidade acinzentada, de grão médio a fino, intensamente deformadas. Assinalam-se ocorrências constituídas por quartzo e feldspatos, por vezes, com abundante turmalina e, raramente, com granada. A distribuição espacial destas rochas encontra-se ligada às zonas superiores do maciço granítico e são interpretadas como sendo gnáisses intensamente deformados.

O afloramento de Vale Maior (figura 2) situa-se próximo da margem direita do Rio Caima, em Albergaria-a-Velha,

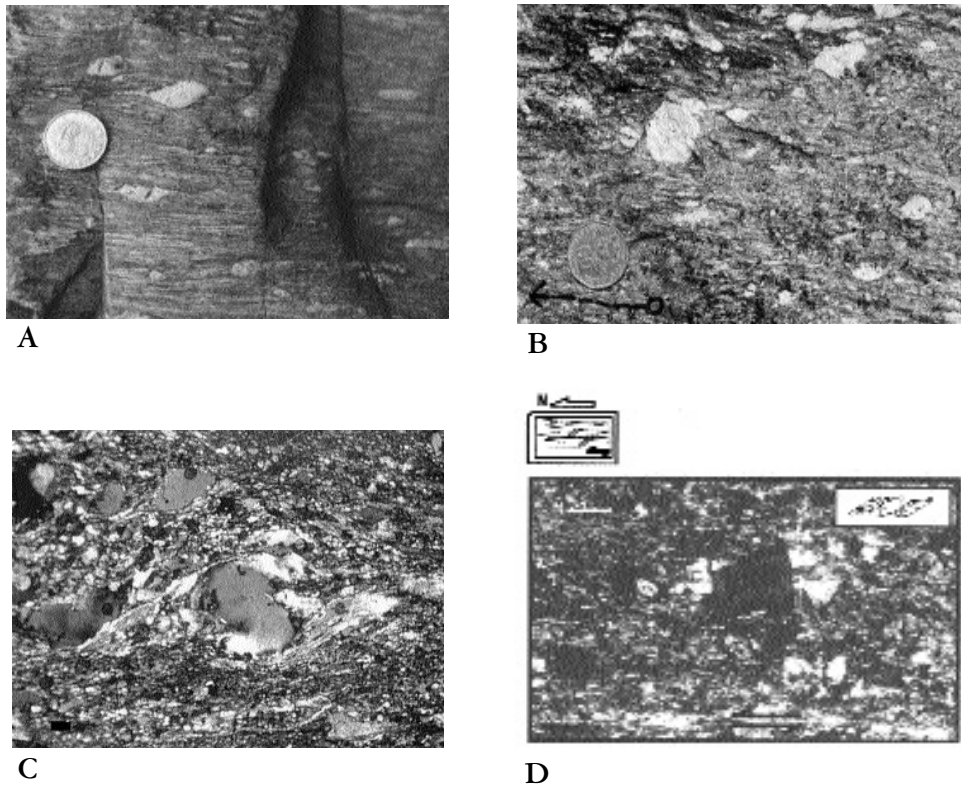


Figura 3. Critérios estruturais observados no afloramento gnáissico (A) de Vale Maior, permitindo inferir um sentido de cisalhamento relativo para o quadrante Norte. Foram diferenciados sistemas de porfiroblastos δ (B, C) numa matriz de granularidade fina de quartzo, feldspato e micas. Em D um aspecto textural onde se observam sombras de pressão, preenchidas por fibras de quartzo dispostas em redor de grãos de limonite, onde os critérios microcinemáticos permitem inferir um sentido de cisalhamento para Norte.

correspondendo à parte basal da Unidade de S. João-de-Ver (CHAMINÉ, 2000). Em afloramento esta rocha apresenta uma cor castanha escura e tem textura blastomilonítica com fenoblastos de feldspato; a sua orientação geral coincide com a foliação milonítica, NNW-SSE.

Há referências genéricas (e.g., SHARPE, 1849; DELGADO, 1905) sobre a ocorrência de rochas graníticas e gnáissicas,

mas sem qualquer estudo geológico particular, na região entre Oliveira de Azeméis e Albergaria-a-Velha. SEVERO GONÇALVES (1974) assinalou e estudou petrograficamente, em Vale Maior, corredores de rochas miloníticas e denominou-os genericamente como “pórfiros graníticos deformados”. Em CHAMINÉ (2000), e no presente trabalho, estes afloramentos foram considerados como definindo um

grupo único e denominados por metapórfiros blastomiloníticos, visto que se localizam ao longo de corredores de cisalhamento, encontrando-se em consequência transformados em rochas de natureza gnáissica deformadas a muito deformadas (blastomilonitos). Afloram como corpos isolados, longitudinalmente distendidos, com contactos nítidos com os micaxistos granatíferos e/ou anfibolitos encaixantes e são, geralmente, concordantes com estes. Assinalaram-se também nestes tectonitos rochas típicas de extrema deformação, ou seja, gnaisses recortados por pseudotaquilitos e bandas estreitas de ultramilonitos (CHAMINÉ *et al.*, 1996b; CHAMINÉ, 2000).

Foi efectuado um estudo geocronológico e geoquímico destes materiais gnáissicos característicos de uma série calcoalcalina muito rica em potássio (CHAMINÉ *et al.*, 1998, 2001; CHAMINÉ, 2000). A idade U/Pb determinada de *ca.* 320 Ma (CHAMINÉ *et al.*, 1998) corresponderá à instalação da megaestrutura alóctone de S. João-de-Ver e, assim, será sin-fase regional D_2 a ante-fase regional D_3 Varisca.

O presente estudo permitiu destrinçar e refinar a sequência litológica que se encontra patente num corte localizado na margem direita do Rio Caima, de direcção geral SSE-NNW. Os litótipos considerados foram os seguintes a (CHAMINÉ, 2000): i) contacto tectónico entre filádios negros (aparentemente incluídos na Unidade de Arada; *cf.* CHAMINÉ, 2000 e CHAMINÉ *et al.*, 2000) e gnaisses muito deformados da Unidade de S. João-de-Ver; ii) metapórfiros, de granularidade média a fina, muito deformados; iii) gnaisses blastomiloníticos, ou seja, rochas essencial-

mente quartzo-feldspáticas intensamente deformadas, com uma foliação milonítica forte (D_{1+2}) intensamente recortados por bandas de pseudotaquilitos e ultramilonitos. Em aparente continuidade tectonoestratigráfica, estes últimos contactam com os micaxistos granatíferos do topo da Unidade de S. João-de-Ver.

No afloramento de Vale Maior observa-se, a todas as escalas, uma deformação intensa. O seu carácter dúctil é comprovado pela existência duma foliação milonítica subvertical, muito penetrativa, o que traduz a existência de uma forte movimentação tectónica. Contida nesta foliação, reconhece-se uma lineação de estiramento Norte-Sul.

Este afloramento encontra-se próximo do ramo Leste da megaestrutura alóctone de S. João-de-Ver. Ao longo do mesmo e, particularmente, nos gnaisses de Vale Maior, é possível observar numerosos critérios mesoscópicos para o estudo da deformação, sendo os mais frequentes os sistemas de porfiroclastos e/ou de porfiroclastos de feldspato do tipo σ . Pontualmente, reconhecem-se porfiroclastos do tipo δ , e corredores discretos com planos de cisalhamento C-S. A todas as geometrias observadas corresponde um movimento direito. A partir dos critérios cinemáticos referidos (por rebatimento para a horizontal da foliação milonítica e no quadro tectonoestratigráfico regional) inferiu-se uma forte movimentação para o quadrante Norte (N-NNW).

Nos micaxistos granatíferos observaram-se, também, critérios de cisalhamento do tipo C-S. A geometria dos planos C-S condiciona a própria litologia, levando à definição de corpos sigmoidais, com movi-

mento direito; o sentido de cisalhamento deduzido aponta também para NNW.

3.2.2. Petrografia

O metapórfiro blastomilonítico de Vale Maior apresenta texturas de deformação gnáissica bem pronunciadas em bandas de moscovite e de quartzo-plagioclase. A textura blastomilonítica evidencia uma franca blastese de plagioclase. A matriz milonítica, materializando os planos de cisalhamento, apresenta uma forte redução de grão e posterior recristalização. Os minerais essenciais são o quartzo, a plagioclase e a moscovite. O quartzo apresenta-se muito suturado e milonitizado; o feldspato ocorre sob a forma de fenoblastos corroidos e, quando intercrescidos com quartzo, forma mirmequites; a moscovite é secundária e apresenta-se alinhada segundo a foliação milonítica. Como minerais acessórios, observam-se a biotite, a turmalina, a apatite, o zircão, os óxidos de ferro e, muito raramente, a granada.

3.2.3. Microestrutura

Os pseudotaquilitos de Vale Maior (figura 4) apresentam-se sob a forma de veios de espessura submilimétrica a centimétrica. Observam-se frequentemente veios de injeção com uma disposição regular e de dimensão muito fina. Estes veios estão associados a superfícies planares de fracturas mais ou menos discretas. Em afloramento, os veios de pseudotaquilito apresentam uma forma e limites, com os blastomilonitos que servem de encaixante, bem definidos. Em nenhum dos veios estudados, à meso e microescala, se

observou zonas transicionais com uma diminuição da deformação em direcção à rocha encaixante, como acontece com os cataclasitos.

Os gnaisses blastomiloníticos de Vale Maior contêm numerosas bandas de pseudotaquilitos de tonalidade escura, mas que diferem, pelas suas características, das bandas de ultramilonitos que ocorrem no afloramento. As bandas de ultramilonitos definem habitualmente corredores de cisalhamento, discretos, típicos de milonitos de grão fino. A sua espessura varia de alguns centímetros a alguns metros e o seu comprimento é, em média, de 10 metros. À escala microscópica observa-se uma matriz de grão fino, composta essencialmente por quartzo e plagioclase, com porfiroclastos e “ribbons” ou agregados lenticulares de quartzo e de feldspato.

Os gnaisses de Vale Maior contêm bandas de cor escura com características, quer de campo quer microestruturais, que correspondem a pseudotaquilitos, i.e., constituídas por rochas afaníticas de cor escura que acompanham planos de falha. As bandas de pseudotaquilitos observadas no maciço de Vale Maior não excedem os 10 cm de largura, mas as dimensões mais frequentes variam entre 1 e 5 centímetros de espessura. Distinguem-se das bandas ultramiloníticas pela sua espessura irregular, ramificação frequente, e presença de veios de injeção (PASSCHIER, 1982a, b). Muitas das bandas dos pseudotaquilitos mostram evidências de terem sido deformadas ductilmente.

Do ponto de vista microestrutural, quer a banda principal quer os veios de injeção, consistem numa matriz negra de granularidade muito fina e com numerosas

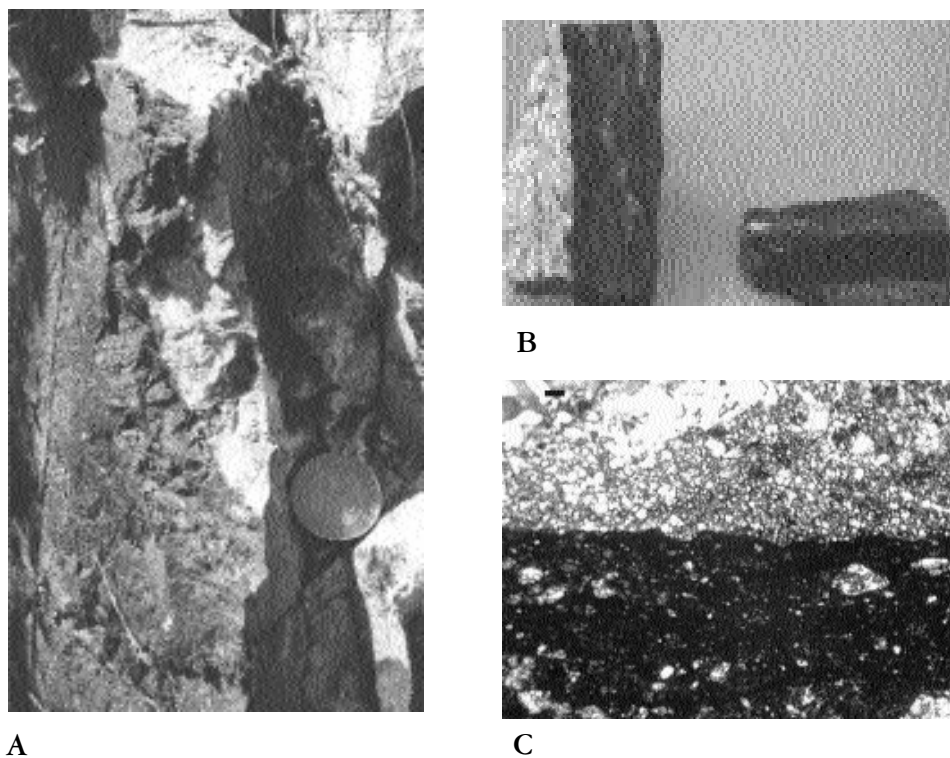


Figura 4. Aspecto dos pseudotaquilitos de Vale Maior, em afloramento (A), em secção polida onde se destaca o contacto bem definido e abrupto entre a rocha encaixante (blastomilonito)/pseudotaquilito (B), e microfotografia (nicóis cruzados) ilustra o contacto brusco e ligeiramente ondulado entre a banda negro do pseudotaquilito e a rocha encaixante, enquanto que o limite entre os grãos de quartzo e feldspato da matriz é bem vincado e também suavemente ondulado.

inclusões. O contacto com a rocha encaixante é sempre muito bem definido, sem qualquer transição microestrutural típica das bandas miloníticas. A matriz do pseudotaquilito corresponde a uma massa vítrea muito escura com inclusões de quartzo e feldspato, em que o tamanho do grão tende a ser constante. Ao contrário do que ocorre nas bandas ultramiloníticas, nos pseudotaquilitos não se observa um bandado composicional. Contudo, obser-

va-se uma certa variação na composição mineral e, ocasionalmente, o tamanho do grão leva a uma variação irregular da tonalidade das bandas ou mesmo a um bandado algo colorido. A ondulação do bandado escuro é devida à concentração local de biotite. Além disso, segue as irregularidades do contacto com a rocha encaixante, com limites ondulados obliquamente a este contacto, ou forma domínios bem definidos. Ambos os tipos de

bandados dos pseudotaquilitos, escuros ou coloridos, podem reflectir variações na composição química, relativamente à recristalização (e.g., SIBSON, 1975; PASSCHIER, 1982a).

Mais de 25 % do volume destes pseudotaquilitos consiste em inclusões, i.e., fragmentos de quartzo, feldspato, zircão, biotite e fragmentos de agregados de outras rochas. O contacto entre a matriz do pseudotaquilito e a rocha encaixante é usualmente abrupto e bem definido, apresentando por vezes uma forma irregular, frequentemente com reentrâncias e pequenos veios de injeção ramificados na rocha encaixante. A nitidez do contacto entre os minerais do gnaiss e a matriz do pseudotaquilito diminui sucessivamente para os grãos de quartzo, feldspato e micas. O quartzo apresenta, geralmente, um contacto bem vincado, provavelmente devido a fracturação (são comuns fracturas suturadas de cristais de quartzo com orientações várias e inclusões fluidas); os grãos de feldspato tanto podem ter um contacto nítido como difuso com a matriz.

4. OUTROS AFLORAMENTOS NO W DE PORTUGAL

4.1. A região de Porto-Albergaria-A-Velha

Na faixa de cisalhamento de Porto-Albergaria-a-Velha (NW de Portugal) foram, até ao momento, além do afloramento anterior (CHAMINÉ *et al.*, 1996b), referenciados outros dois afloramentos de rochas miloníticas e pseudotaquilíticas. Assim, encontra-se inventariado e, em estudo, o afloramento da Igreja na região

de Albergaria-a-Velha (CHAMINÉ, 2000) e vários afloramentos do Complexo Metamórfico da Foz do Douro (CHAMINÉ *et al.*, *in prep.*).

Afloramento da Igreja (Albergaria-a-Velha)

O afloramento da Igreja situa-se próximo da localidade de Igreja (NE de Albergaria-a-Velha) — corte na E.N. 16 desde o nó de Albergaria-a-Velha até Vale de Cambra (São Pedro de Sul). Em vários pontos deste afloramento reconhece-se o contacto entre a Unidade alóctone de S. João-de-Ver e o substrato metapelítico, observando-se claramente (em especial entre o km19 e o km20 da E.N. 16) a descontinuidade tectónica entre estas.

Regista-se, neste afloramento, a existência de níveis compactos de metagrauvaques, muito deformados, com intercalações de micaxistos, com uma foliação precoce sub-horizontal (e uma lineação de estiramento com uma atitude média 10°N165° E). Estas rochas típicas da Unidade de S. João-de-Ver contactam directamente, por descontinuidade tectónica, com filádios negros-esverdeados da Unidade de Arada. Contudo, a recente descoberta de microfósseis pertencentes ao Paleozóico médio-superior (FERNANDES *et al.*, 2000, 2001) em rochas metapelíticas negras (Unidade de Albergaria-a-Velha e materiais metapelíticos correlacionáveis da região entre Coimbra e Tomar; CHAMINÉ *et al.*, 2000a, b, 2003), patentando metamorfismo de muito baixo grau (CHAMINÉ *et al.*, 2000a; MOÇO *et al.*, 2001) estas poderão ser consideradas

imbricadas tectonicamente à Unidade de Arada (datada radiometricamente como do Proterozóico superior; BEETSMA, 1995). Assim, todas as relações tectonoestratigráficas referidas anteriormente sobre as Unidades de Arada e de Albergaria-a-Velha terão de ser encaradas com prudência. Encontra-se actualmente em curso um projecto de revisão cartográfica pormenorizada e encetou-se, paralelamente, uma amostragem minuciosa deste corte e de outros na região entre Espinho e Tomar, passando nomeadamente por Estarreja, Sernada do Vouga, Mealhada, Coimbra, Penela e Espinhal (CHAMINÉ *et al.*, 2000b), para estudos de tectónica, de geocronologia, de micropaleontologia, de petrologia e geoquímica orgânicas, e de mineralogia e geoquímica de argilas.

Estes metapelitos escuros, localmente, encontram-se muito alterados e têm uma cor acinzentada. Uma das características mesoestruturais destes metapelitos é o seu carácter frágil, pós-metamórfico, relacionado, provavelmente, com a instalação do carregamento de S. João-de-Ver, que imprimiu uma tectónica tangencial muito intensa. Nos locais do afloramento, onde se observa o contacto mecânico entre as rochas destas unidades, verifica-se que usualmente este é feito por “fault gouge” e litótipos muito deformados.

Os critérios mesoestruturais (bandas de cisalhamentos do tipo C-S gerando sigmoides da própria litologia, vergência aparente de dobras assimétricas) observados nas rochas metagrauvaques permitem inferir um transporte tectónico da Unidade de S. João-de-Ver para o quadrante Norte. Convém referir que, ao

microscópio, em lâminas orientadas, se observaram critérios microestruturais, tais como, sombras de pressão (“fibrous shadows” ou “strain fringes”) e porfiroblastos σ (figura 4). As sombras de pressão estão materializadas por fibras de quartzo dispostas em redor de grãos, eudricos a subédricos, de limonite (pseudomórfica de pirite; O. C. GASPAR, *comun. pessoal*, 1996) e as microestruturas sigmoidais, por efeito de bandas de cisalhamento do tipo C-S, permitem também deduzir um sentido de cisalhamento para Norte. Em algumas lâminas regista-se a ocorrência de bandas, sub-milimétricas, de pseudotaquilitos.

As observações microscópicas deste afloramento são coerentes com os critérios observados, à meso e microescalas, no afloramento de Vale Maior. Todas estas evidências denunciam uma forte movimentação tectónica da estrutura alóctone de S. João-de-Ver para o quadrante N-NNW.

Afloramentos de rochas metamórficas da Foz do Douro

Foram referenciados e cartografados recentemente no Complexo Metamórfico da Foz do Douro (faixa de cisalhamento de Porto-Tomar; pormenores em CHAMINÉ, 2000 [pp. 160]) alguns metamorfitos (gnaisses, quartzo-tectonitos) intensamente recortados por bandas de pseudotaquilitos e de ultramilonitos. Dado o interesse local e regional, estas ocorrências, serão objecto de uma caracterização mineralógica e petrográfica, bem como as consequências tectónicas no contexto do Maciço Ibérico (CHAMINÉ *et al.*, *in prep.*).

5. A REGIÃO DE ALVITO-VIANA DO ALENTEJO

5.1. Enquadramento regional e local

Na região de Alvito–Viana do Alentejo (SW de Portugal) foram identificados em dois afloramentos de gnaisses félsicos, por FONSECA (1995), bandas de pseudotaquilitos e de ultramilonitos. O quadro geotectónico regional encontra-se estabelecido nos trabalhos de FONSECA (1995, 1996). As rochas pseudotaquilíticas e ultramiloníticas recortam, nas proximidades de acidentes tectónicos de grande envergadura (megacisalhamentos), os maciços gnáissicos félsicos de tipo 1 (FONSECA, 1995, 1996) na região supracitada. Estes gnaisses são, segundo FONSECA (1995, 1996), ortoderivados e/ou derivados de litótipos granitóides apresentado geralmente intensa deformação, representando tectonitos de tipo S/L a tectonitos de tipo L.

Todos os tipos litológicos abrangidos pela designação de gnaisses félsicos possuem vários graus evolutivos de deformação. Passam por termos gnáissicos *s.str.* (texturas relíquias da rocha inicial podem ser ainda observadas), blastomilonitos, milonitos, chegando mesmo a ultramilonitos e, localmente, a pseudotaquilitos (FONSECA, 1995, 1996). Devido à intensa deformação, os termos finais apresentam-se como resistatos, constituídos quase que unicamente por quartzo e feldspato.

Este facto é particularmente evidente no corte N-S, ao longo de ca. 4,5 km, na estrutura de Viana do Alentejo–Alvito (pormenores em FONSECA, 1995, 1996). Assim, seguindo de N para S, a aproximadamente 1 km a NE do v.g. Conde, na

Herdade dos Alfanges, encontra-se uma antiga pedreira constituída por ortognaisões de granularidade grosseira e, localmente, por blastomilonitos. A rocha deformada possui cor rosada a acinzentada. É constituída essencialmente por quartzo, feldspato potássico, biotite, moscovite, anfíbola verde, turmalina (relativamente abundante) e sulfuretos finamente disseminados. Nos cortes desta pedreira podem observar-se filões pegmatíticos constituídos por feldspato, quartzo e abundante biotite que ocorrem geralmente segundo os planos de cisalhamento (C-C). A foliação é forte, segundo planos espaçados, podendo observar-se sectores da rocha original pouco deformados. Todos os critérios de movimentação observados, relativos à primeira fase de deformação Varisca, apresentam sentido para o quadrante N (FONSECA, 1995).

Aproximadamente 2 km a SSW desta pedreira, no cruzamento da estrada Alvito-Vila Nova da Baronia, podem referenciar-se vários afloramentos interessantes para o tema em questão (figura 5). Assim, observam-se os típicos leptinonitos (*s.l.*), i.e., gnaisses miloníticos félsicos de granularidade mais fina. Em lâmina delgada são quase exclusivamente constituídos por quartzo (com extinção ondulante, e bandas de deformação) e feldspato, com uma forte deformação sobre-imposta. Os critérios estruturais observados indicam movimentação com o topo para N. Os litótipos podem ser seguidos ao longo da estrada para V. N. da Baronia, sendo a sua exposição interrompida apenas cerca de 1.2 km a E desta povoação. Esta rocha rosada em alguns locais, vermelha clara, possui

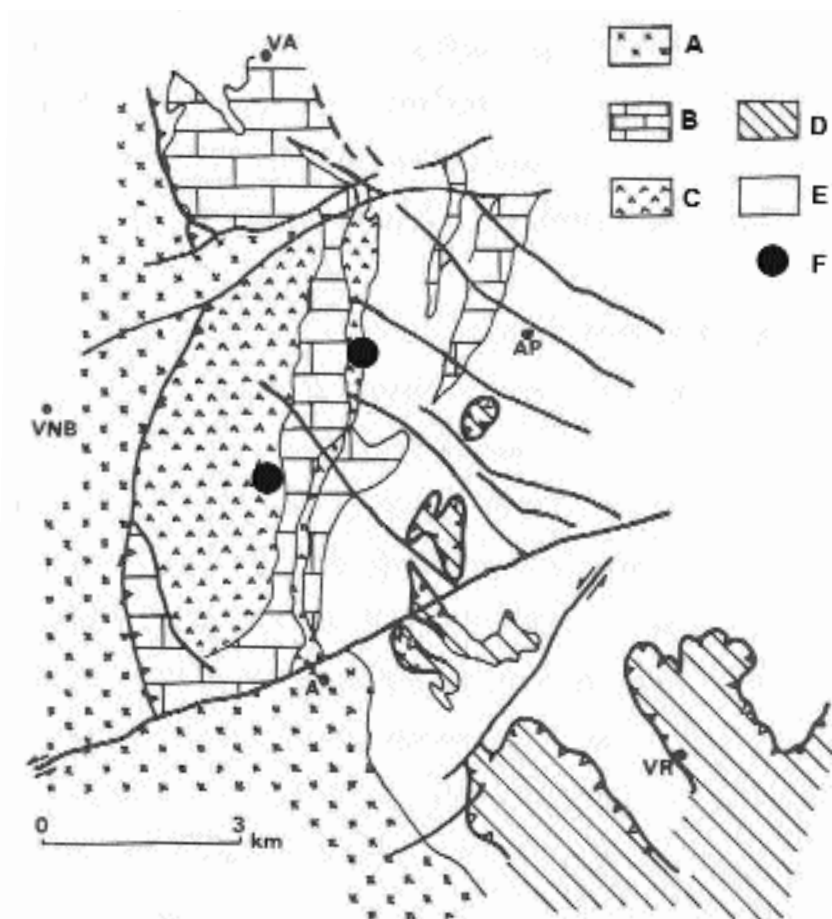


Figura 5. Mapa geológico simplificado da megaestrutura de Alvito-Viana do Alentejo (modificado de FONSECA, 1995). A-Alvito; VNB-Vila Nova da Baronia; VA-Viana do Alentejo; AP-Águas de Peixe; AF-Albergaria de Fusos; VR-Vila Ruiva; a-Complexo Ígneo de Beja; b-Mármore; c-gnaisses félsicos (na sua maioria ortoderivados); d-metabasitos na fácies eclogítica ou retrogradados, e-litologias típicas da ZOM indiferenciadas; f-localização das amostras estudadas.

foliação milonítica muito penetrativa, sendo praticamente impossível observar texturas primárias.

Finalmente, 500 metros a NE do v.g. S. Miguel, nas proximidades de Alvito (distanto cerca de 2 km das observações anteriores), a deformação é extrema, desenvolvendo-se milonitos e ultramilonitos. As rochas miloníticas têm coloração bran-

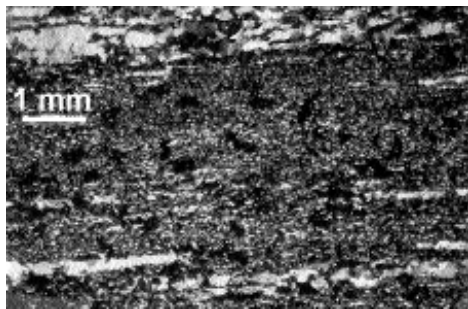
ca a amarelada e são constituídas exclusivamente por quartzo e feldspato de granularidade muito fina. O estiramento do quartzo, com subgranulação é bem visível nestes felsitos. A petrofabrica dos eixos $\langle c \rangle$ do quartzo (figura 6), apresenta posição relativa segundo um plano N-S, com movimentação de cisalhamento, de topo para Norte. Com a diminuição de granula-

ridade, observam-se evidências de comportamento superplástico a fusão (com geração de pseudotaquilitos). A lexiviação por processos metassomáticos, neste caso, é muito intensa. A rocha fica somente constituída pelos minerais que resistiram e não remobilizados (FONSECA, 1995, 1996). As ocorrências de pseudotaquilitos localizam-se precisamente ao longo desta estrutura, na proximidade de grandes cisalhamentos da primeira fase de deformação (localmente desenhando estruturas de cisalhamento esquerdos) e que ocorrem no geral associados a estruturas que evi-

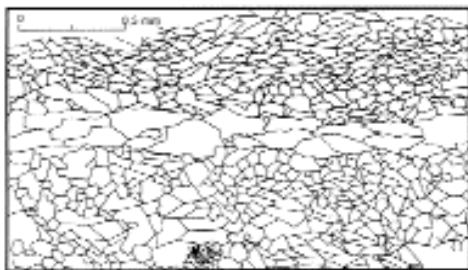
denciam uma grande quantidade de movimento, representadas por milonitos e ultramilonitos.

5.2. Petrografia e microestrutura

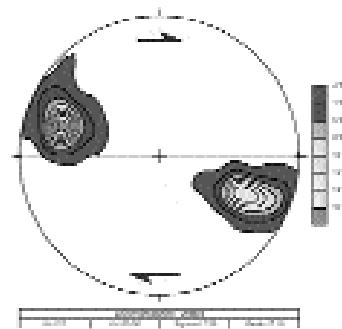
Os gnaisses félsicos (ortoderivados) mostram uma foliação milonítica muito penetrativa. Esta foliação, observável à escala mesoscópica e microscópica, sublinha uma rocha essencialmente constituída por quartzo, algum feldspato potássico pertítico e oligoclase, extremamente deformados. Acessoriamente, inclui bioti-



A



B



C

Figura 6. Aspectos petrográficos do ultramilonito da região de Alvito-Viana do Alentejo (A); em B apresenta-se um esquema representativo de uma área da lâmina delgada onde foram efectuados os estudos de eixos $\langle c \rangle$ de quartzo; estereograma geral da petrofábrica de eixos $\langle c \rangle$ de quartzo ($n=122$ grãos) e a posição relativa segundo um plano N-S, com movimentação de cisalhamento, de topo para Norte.

te, anfíbola verde-azulada, clinopiroxena, esfena, zircão, turmalina e opacos.

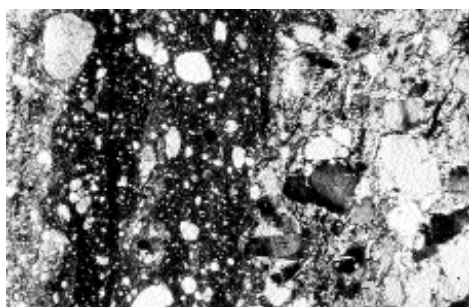
Os pseudotaquilitos de Alvito-Viana do Alentejo (figura 7) apresentam-se sob a forma de estreitos veios de espessura submilimétrica a centimétrica e comprimento médio de 30 cm. Em afloramento, os veios de pseudotaquilito apresentam forma e limites (com o gnaisse encaixante) bem definidos. As bandas de pseudotaquilitos são de tonalidade muito escura a negra. À escala microscópica, observa-se matriz de grão muito fino a afanítica, formada por quartzo e feldspato, com porfiroclastos e agregados lenticulares de quartzo e de feldspato. O contacto com a rocha encai-

xante é sempre muito bem definido. Por vezes, regista-se uma certa variação na composição mineral, e uma variação irregular da tonalidade das bandas ou, mesmo, um bandado algo colorido.

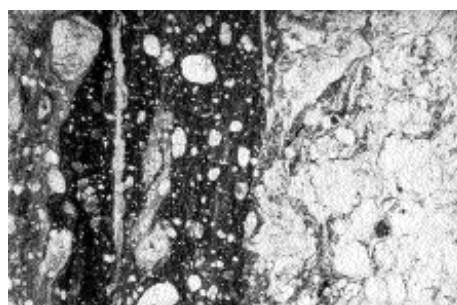
6. A REGIÃO DO VALE DO GUADIANA, COMPLEXO OFIOLÍTICO DE BEJA-ACEBUCHES

6.1. Geologia regional e local

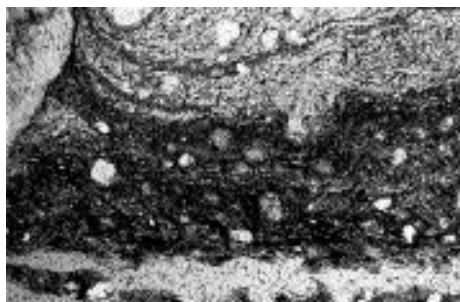
O Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches (COBA) em território português estende-se desde a fronteira (com Espanha na região de Vila Verde de Ficalho) até à região do Torrão-Santa



A



B



C

Figura 7. Aspectos petrográficos dos pseudotaquilitos do afloramento da Foz da Gravina, no Vale do Guadiana (A, nicóis cruzados; B, nicóis paralelos) e do afloramento de S. Miguel em Alvito-Viana do Alentejo (C, nicóis paralelos).

Susana. Sublinha e caracteriza uma sutura entre dois terrenos tectonoestratigráficos exóticos (i.e., o COBA e o Terreno Acrecionário do Pulo do Lobo, TAPL), separando duas zonas geotectónicas (ZOM e Zona Sul Portuguesa, ZSP) muito importantes no SW da Cadeia Varisca Ibérica. Ocorre ao longo de uma estreita faixa metamórfica que se estende desde Beja até Aracena (e.g., SOARES DE ANDRADE 1978, 1983, 1985; CRESPO-BLANC & OROZCO, 1988, 1991; FONSECA & RIBEIRO, 1993; QUESADA *et al.*, 1994; FONSECA *et al.*, 1999). Apresenta, no seu conjunto, uma sequência estratigráfica interna, típica de um fragmento de crosta oceânica, onde se observa (QUESADA *et al.*, 1994; FONSECA, 1995; FONSECA *et al.*, 1999) uma secção de manto (serpentinóis e cumula-dos máficos e ultramáficos), crosta inferior (metagabros, “flaser-gabros” e plagiogranitos) e crosta superior (complexo dique-em-dique, anfíbolitos, metabasaltos e metassedimentos). O carácter oceânico do COBA foi determinado por QUESADA *et al.* (1994) que definiram um quimismo toleítico, transicional entre os basaltos dos fundos oceânicos (MORB N/T) e os basaltos dos arcos insulares. Este tipo de assinatura geoquímica suporta a ideia de que este complexo ofiolítico tenha sido gerado numa bacia “back-arc” onde estiveram envolvidos magmas anorogénicos (tipo MORB) e orogénicos (calcoalcalinos) típicos de zonas de subducção. Em termos gerais, o metamorfismo (FONSECA *et al.*, 1999) no COBA apresenta, nas secções de crosta superior, fácies dos xistos verdes-anfíbolítica, e nas secções de crosta inferior fácies granulítica, evidenciando disconti-

nuidades no grau de metamorfismo ao longo de acidentes regionais de direcção WNW-ESE. A deformação apresenta três fases regionais, sendo a primeira (D_1), vergente para Norte, a mais importante. A segunda fase (D_2) corresponde a dobramentos vergentes para Oeste ou Sudoeste, enquanto que a terceira fase (D_3) se traduz pela instalação de cavalgamentos e desligamentos. A idade do COBA permanece ainda em aberto, embora se admita uma idade anterior ao Devónico médio [Eifeliano] (FONSECA & RIBEIRO, 1993; FONSECA *et al.*, 1999), não sendo de excluir idades anteriores ao Silúrico-Eodevónico (FONSECA, 1995).

O COBA é limitado a Norte por cavalgamentos que colocam as unidades metamórficas infra-crustais do bordo meridional da ZOM sobre o complexo ofiolítico (FONSECA, 1995; OLIVEIRA, 1990). A Sul, o limite faz-se através da megaestrutura regional, o Cavalgamento de Ferreira-Ficalho, que coloca o COBA sobrejacente às unidades do TAPL (CARVALHO *et al.*, 1971, 1976; CARVALHO, 1977). O TAPL é interpretado como sendo um prisma acrecionário, que se desenvolveu, inicialmente, numa bacia sobre crosta oceânica e que posteriormente evoluiu para ambiente de fossa ou “fore-arc” (QUESADA *et al.*, 1994), estando a sua idade atribuída ao Fameniano médio a superior (OLIVEIRA *et al.*, 1986). Encontra-se limitado por acidentes: a Norte, pelo Cavalgamento de Ferreira-Ficalho (CARVALHO *et al.*, 1971, 1976) e, a Sul, pelo Cavalgamento de Pulo do Lobo (BRANDÃO SILVA, 1989), que coloca este terreno tectonoestratigráfico sobre a ZSP.

As duas ocorrências de pseudotaquilitos afloram sempre entre contactos de grande expressão tectónica (figura 8), i.e., entre acidentes tectónicos de grande importância, no âmbito da instalação por obducção deste complexo ofiolítico. Ambos ocorrem entre contactos de litologias com graus de reologia muito dispares. O primeiro entre “flaser-gabros” e uma

ocorrência de natureza metatrondjemítica (plagiogranito), na margem direita do rio Guadiana, nas proximidades da confluência com a Ribeira da Gravia. A segunda ocorrência verifica-se na região de Santa Iria, no contacto entre a Unidade de diques em gabros e a Unidade dos metabasaltos na fácies anfíbolítica. Neste local, desenha pequenos filonetes de 15 a 20 cm,

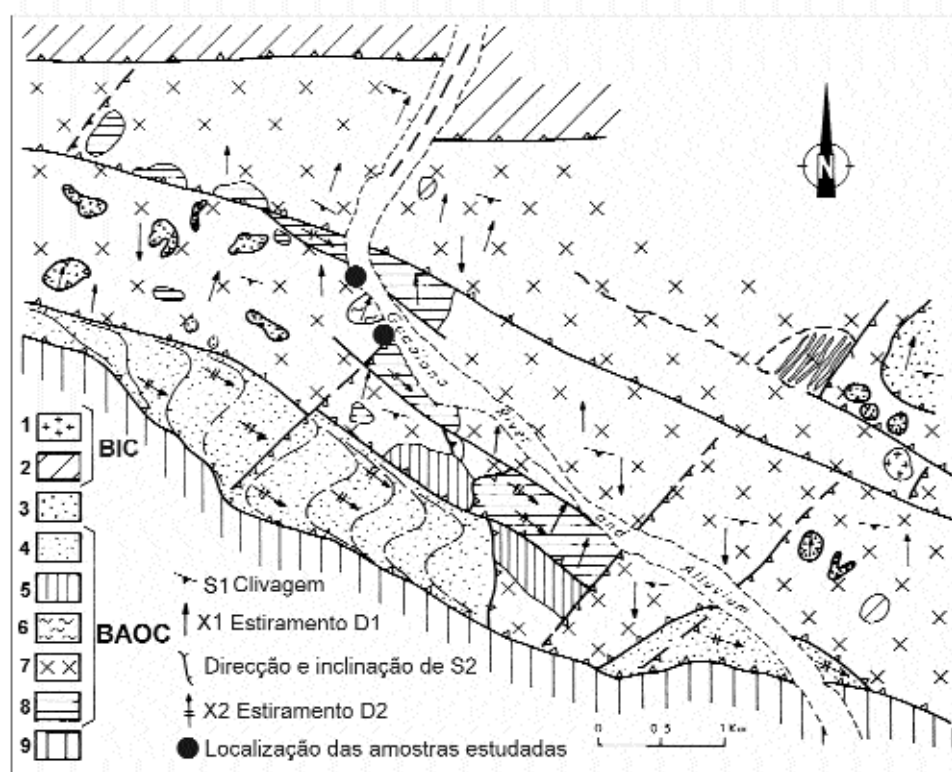


Figura 8. Mapa geológico simplificado da estrutura e litologias do Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches (COBA) num troço ao longo do Rio Guadiana. 1-Granitos tardi-Variscos; 2-Complexo Ígneo de Beja indiferenciado; 3-Gnaisses félsicos relacionados com um possível arco vulcânico imbricado, ou bordo deformado da ZOM; 4-Xistos verdes e anfíbolitos, na sua maioria metabasaltos; 5-Metagabros [s.l.] indiferenciados; 6-Metatrondjemitos (plagiogranitos); 7-Metagabros em fácies granulítica, cumalados máficos e ultramáficos, 'flaser' gabros e gabros bandados; 8-Metaperidotitos, no geral fortemente serpentinizados; 9-Metassedimentos do Terreno Acrecionário do Pulo do Lobo.

sublinhando cisalhamentos tectónicos esquerdos de grande envergadura, com direcção 120-130° azimutal. As bandas dos pseudotaquilitos têm uma espessura máxima de 2 cm, mas, no geral, atingem os 0,5 a 0,8 cm.

Os tectonitos, em lâmina delgada (figura 6), mostram uma matriz de massa vítrea escura extremamente fina, formada por micro-grãos de anfíbola fortemente deformada, com as margens mostrando porfiroclastos de quartzo rolado a sub-rolado, enquanto o encaixante evidencia uma milonitização muito intensa.

7. CONSIDERAÇÕES FINAIS

O termo pseudotaquilito está reservado para um tipo de rocha cuja ocorrência é bastante rara e possível de ser observado ao longo de falhas e em zonas de cisalhamento muito complexas, particularmente aquelas que afectaram as zonas mais profundas da crosta continental e/ou oceânica. A ocorrência destas rochas está geralmente associada a registos de paleo-sismicidade profundos (SIBSON, 1975, 1977; PASSCHIER, 1986b). Para a sua existência são necessárias grandes quantidades de energia libertadas sobre condições extremas de pressão confinada e com taxas de deformação instantâneas. Os pseudotaquilitos que se formam ao longo de importantes zonas de falha representam um pequeno volume de fusão produzido por aquecimento devido ao atrito durante um evento sísmico. Existe, segundo alguns autores (SIBSON, 1975, 1977), uma relação directa entre a expressão (extensão e espessura) dos pseudotaquilitos e a quantidade de movimentação ao longo dos

lábios da falha e, conseqüentemente, a paleomagnitude do evento sísmico gerador. A fusão necessária para gerar pseudotaquilitos, para além de requerer altos valores de quantidade de deformação e pressões confinantes de igual modo elevadas, requiere ainda rochas anidras. Isto porque qualquer quantidade de fluido presente neste sistema absorveria o calor e não deixaria vestígios dessa fusão ao longo dos planos de falha. Assim, se uma rocha for submetida a um impulso de deformação, com uma quantidade de deformação muito elevada (“high-strain rate”), como a existente durante um evento sísmico ou um impacto meteorítico, logo os mecanismos de deformação dúctil não possuem capacidade de resposta suficientemente rápida para acomodar a deformação.

AGRADECIMENTOS

HIC beneficiou de uma bolsa da Fundação para a Ciência e a Tecnologia (FCT, PRAXIS XXI), no período de 1994/1997 (BD/ 2633/ 93-RN) na Universidade do Porto, e beneficia actualmente de uma bolsa de pós-graduação da FCT (SFRH/BPD/ 3641/ 2000) na Universidade de Aveiro. Este trabalho recebeu apoio dos projectos PRAXIS/CTA/ 82/ 1994 e MODELIB/ FCT (POCTI/ 35630/ CTA/ 2000 – FEDER). São devidos agradecimentos, pela troca de impressões e apoios laboratoriais, aos Professores António Ribeiro (Lisboa), Alberto Marcos (Oviedo), F. T. Rocha (Aveiro) e ao Doutor Orlando C. Gaspar (S. Mamede de Infesta). Ao Dr. J. P. Fernandes (Porto) a informação sobre uma provável ocorrência deste tipo de tectonitos na região do Porto (Foz do Douro).

Agradece-se o apoio na execução de várias lâminas delgadas ao Sr. José Pinto (Porto), ao Sr. Joaquim Sousa (Aveiro) e ao Sr. Alberto Verde (Lisboa). Ao Dr. José Teixeira pelo apoio na execução das ilus-

trações e à Dra M. J. Afonso pela revisão cuidada das referências bibliográficas.

Recibido: 4-VII-03

Acceptado: 12-VIII-03

REFERÊNCIAS

- AURELL, M. (1994). Discusión sobre algunas de las evidencias presentadas a favor del impacto meteorítico de Azuara. In: E. MOLINA (Ed.), Extinción y registro fósil. *Seminário Interdisciplinar de la Universidad de Zaragoza*. Mira Editores. Cuadernos Interdisciplinares, Zaragoza, 5: 59-74.
- AUSTRHEIM, H. & BOUNDY, T. M. (1994). Pseudotachylytes generated during seismic faulting and eclogitization of the deep crust. *Science*, 265: 82-83.
- AUSTRHEIM, H.; ERAMBERT, M. & ENGVIK, A. K. (1997). Processing of crust in the root of the Caledonian continental collision zone: the role of eclogitization. *Tectonophysics*, 273: 129-153.
- BEETSMA, J. J. (1995). *The late Proterozoic/Paleozoic and Hercynian crustal evolution of the Iberian Massif, N Portugal, as traced by geochemistry and Sr-Nd-Pb isotope systematics of pre-Hercynian terrigenous sediments and Hercynian granitoids*. Vrije Universiteit Amsterdam. 223 pp. (Tese de doutoramento)
- BELL, T. H. & ETHERIDGE, M. A. (1973). Microstructure of mylonites and their descriptive terminology. *Lithos*, 6: 337-348.
- BOSSIÈRE, G. (1991). Petrology of pseudotachylytes from the Alpine Fault of New Zealand. *Tectonophysics*, 196: 173-193.
- BRANDÃO SILVA, J. (1989). *Estrutura de uma geo-transversal da faixa piritosa: zona do vale do Guadiana*. Universidade de Lisboa. (Tese de doutoramento)
- CARVALHO, D. (1977). Lineament patterns and hypogene mineralization in Portugal. *Estud. Notas & Trab. Serv. Fom. Min.*, Porto, 23 (3-4): 91-106.
- CARVALHO, D.; CORREIA, H. A. C. & INVERNINO, C. M. C. (1976). Contribuição para o conhecimento geológico do Grupo de Ferreira-Ficalho. Suas relações com a faixa piritosa e o Grupo de Pulo do Lobo. *Mem. Not.*, Coimbra, 82: 145-169.
- CARVALHO, D.; GOINHAS, J.; OLIVEIRA, V. e RIBEIRO, A. (1971). Observações sobre a geologia do sul de Portugal e consequências metalogenéticas. *Estud. Not. & Trab. Serv. Fom. Min.*, Porto, 20 (1-2): 153-199.
- CASAS, A., PÉREZ, A., TENA S., BARRIER L., GAPAIS D. & NALPAS T. (2000). Syn-tectonic sedimentation and thrust-and-fold kinematics at the intra-mountain montalban basin (Northern Iberian Chain, Spain). *Geodinamica Acta*, Paris, 1: 1-17.
- 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 pp, 2 anexos, 3 mapas. (Tese de doutoramento).
- CHAMINÉ, H. I., ALMEIDA, A., MOREIRA, M. E., LEMOS DE SOUSA, M. J. & FONSECA, P. E. (2001). Caracterização geoquímica preliminar de rochas ortoderivadas da faixa metamórfica de Espinho-Albergaria-a-Velha (Zona de Ossa-Morena, NW de Portugal): implicações geotectónicas. In: M. LAGO, E. ARRA NZ & C. GALÉ (eds.), *Proceedings III^{er} Congreso Ibérico de Geoquímica/VIII^o Congreso de Geoquímica de España*. Instituto Tecnológico de Aragón, Zaragoza, Spain. pp. 331-336.
- CHAMINÉ, H. I., GAMA PEREIRA L. C., FONSECA P. E., MOÇO L. P., FERNANDES J. P., ROCHA F. T., FLORES D., PINTO DE JESUS A., GOMES C., SOARES DE ANDRADE A. A. & ARAÚJO, A. (2003). Tectonostratigraphy of middle and upper Palaeozoic black shales from the Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo shear zone (W Portugal): new perspectives on the Iberian Massif. *Geobios* (in press)
- CHAMINÉ, H. I.; FONSECA, P. E.; ROCHA, F. T.; MOÇO, L. P.; FERNANDES, J. P.; GAMA PEREIRA, L. C.; GOMES, C.; LEMOS DE SOUSA, M. J. & RIBEIRO, A. (2000a). Unidade de Albergaria-a-Velha (faixa de cisalhamento de Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo): principais resultados de um estudo geológico pluridisciplinar. *Geociências*, Aveiro, 14 (1/2): 47-54.
- CHAMINÉ, H. I.; CARVALHO, J. M. & FONSECA, P. E. (1999). O ramo oeste do carreamento de S. João-de-Ver: estudos de cartografia estrutural e de hidrogeologia no sector de Santiago de Riba-Ul-Oliveira de Azeméis (faixa metamórfica de Espinho-Albergaria-a-Velha, NW de Portugal). *GEOlogos*, Porto, 5: 57-65.
- CHAMINÉ, H. I.; MOÇO, L. P.; FERNANDES, J. P.; DELGADO, H.; ROCHA, F.; FONSECA, P. E.; GOMES, C.; LEMOS DE SOUSA, M. J. &

- RIBEIRO, A. (2000b). Clay mineralogy, organic metamorphism and palynology of black shales from Albergaria-a-Velha region (NW Portugal): geodynamic implications. In: C.S.F. GOMES (ed.), *Proceedings of the 1st Latin-American Clay Conference*, Ass. Portg. Argilas, Funchal (Madeira), 2: 57-63.
- CHAMINÉ, H. I.; PEREIRA, E.; FONSECA, P. E. & RIBEIRO, A. (1996). Aspectos da deformação da unidade alcóctone de S. João-de-Ver (Sector Espinho-Albergaria, Zona de Ossa Morena). In: *Resumos alargados 3º Encontro de Campo do Grupo de Geologia Estrutural e Tectónica/2ª Conferência Anual do Grupo de Geologia Estrutural e Tectónica*. Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. pp. 3-6.
- CHAMINÉ, H. I.; RIBEIRO, A. & PEREIRA, E. (1995). Cartografia geológica e estratigrafia da faixa precâmbrica do sector Espinho-Albergaria-a-Velha (ZOM). In: F. SODRÉ BORGES & M. MARQUES (coords.), *Mem. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciênc. Univ. Porto*, 4: 329-333.
- CRESPO-BLANC, A. & OROZCO, M. (1988). The southern Iberian shear zone: a major boundary in the Hercynian fold belt. *Tectonophysics*, 148: 221-227.
- CRESPO-BLANC, A. & OROZCO, M. (1991). The boundary between the Ossa-Morena and South Portuguese zones (Southern Iberian Massif): a major suture in the European Hercynian Chain. *Geol. Rundsch.*, 80: 691-702.
- CLOUGH, C. T. (1888). The geology of the Cheviot Hills: England and Wales. In: *Geol. Surv. Mem. Explanation of Sheet 108 NE*, 22.
- CUREWITZ, D. & KARSON, J. A. (1999). Ultracataclasis, sintesis, and frictional melting in pseudotachylytes from East Greenland. *J. Struct. Geol.*, 21: 1693-1713.
- DAVIDSON, C.; DAVIS, K. J.; BAILEY, C. M.; TAPE, C. H.; SINGLETON, J. & SINGER, B. (2003). Age, origin, and significance of brittle faulting and pseudotachylyte along the Coast shear zone, Prince Rupert, British Columbia. *Geology*, 31, 1: 43-46.
- DELGADO, J. F. N. (1905). Contribuição para o estudo dos terrenos paleozoicos. *Commun. Commis. Serv. geol. Portg.*, 6: 56-122.
- DOBLAS, M. (1987). Paleoseismicity in the Spanish Central Range: evidence from the pseudotachylytes. *Geogaceta*, 2: 47-49.
- DOBLAS, M.; CAPOTE, R. & CASQUET, C. (1983). Fenómenos de cizalla de San Vicente (Sierra de Gredos). In: *Comunicaciones de la VIII Reunión de Geología del Oeste Peninsular. Stvd. Geol. Salmant.*, Salamanca, 18: 27-38.
- ERNSTSON, K., FELD, H. & FIEBAG, J. (1987). Impact hypothesis for the Azuara structure (Spain) strengthened. *Meteoritics*, 22, 373.
- ERNSTSON, K. & FIEBAG, J. (1992). The Azuara impact structure: New insights from geophysical and geological investigations. *Geol. Rundsch.*, 81: 403-427.
- ERNSTSON, K., HAMMANN, W., FIEBAG, J. & GRAUP, G. (1985). Evidence of an impact origin for the Azuara structure (Spain). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 74: 361-370.
- FAURE, M. & PIN, C. (1979). Les pseudotachylytes de la région de Marvejols (Lozère, Massif Central). Une manifestation cataclastique tardive du charriage hercynien du groupe, leptyno-amphibolique. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 289 (Série D): 1001-1004.
- FERNANDES, J. P.; MOÇO, L. P.; CHAMINÉ, H. I.; LEMOS DE SOUSA, M. J.; FONSECA, P. E. & RIBEIRO, A. (2000). A Devonian palynomorph assemblage in Albergaria-a-Velha (NW Portugal): Regional implications. In: J. B. DIEZ & A. C. BALBINO (eds.), *Livro de Resumos I Congresso Ibérico de Paleontologia, XVI Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología*, Universidade de Évora, pp. 81-82.
- FERNANDES J. P., FLORES D., ROCHA F. T., GOMES C., GAMA PEREIRA L. C., FONSECA P. E. & CHAMINÉ H. I. (2001). Devonian and Carboniferous palynomorph assemblages of black shales from the Ovar-Albergaria-a-Velha-Coimbra-Tomar (W Portugal): tectonostratigraphic implications for the Iberian Terrane. *Geociências*, Aveiro, 15: 1-18 (in press).
- FONSECA, P. E. (1995). *Estudo da sutura Varisca no SW Ibérico, nas regiões de Serpa-Beja-Torrão e Alvito-Viana do Alentejo*. Universidade de Lisboa. 325 pp., 2 mapas (Tese de doutoramento).
- FONSECA, P. E. (1996). 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: A. ARAÚJO & M. F. PEREIRA (Eds.), *Estudo sobre a Geologia da Zona de Ossa-Morena (Maciço Ibérico)*, Livro de homenagem ao Prof. Francisco Gonçalves, Universidade de Évora. pp. 133-168.

- FONSECA, P. E., MUNHÁ, J., PEDRO, J., ROSAS, F., MOITA, P., ARAÚJO, A. & LEAL, N. (1999). Variscan ophiolites and high-pressure metamorphism in southern Iberia. *Ophioliti*, 24 (2): 259-268.
- FONSECA, P. E. & RIBEIRO, A. (1993). The Tectonics of Beja-Acebuches Ophiolite: A major suture in the Iberian Variscan Fold Belt. *Geol. Rundsch.*, 82 (3): 440-447.
- FRANCIS, F. (1972). The pseudotachylyte problem. *Comments Earth Sci. Geophys.*, 3: 35-53.
- GIBSON, R. L.; REIMOLD, W. U. & WALLMACH, T. (1997). Origin of pseudotachylyte in the lower Witwatersrand Supergroup, Vredefort Dome (South Africa): constraints from metamorphic studies. *Tectonophysics*, 283: 241-262.
- GROCOTT, J. (1977). The relationship between Precambrian shear belts and modern fault systems. *J. Geol. Soc. London*, 133: 257-262.
- GROCOTT, J. (1981). Fracture geometry of pseudotachylyte generation zones: a study of shear fractures formed during seismic events. *J. Struct. Geol.*, 3 (2): 169-178.
- IROUSCHEK, A. & HUBER, M. (1982). Pseudotachylyte zones in the Leventina gneiss (Lepontine Alps, Ticino, Switzerland). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 62: 313-325.
- JEGOUZO, P. (1986). Le cisaillement Sud-Armoricain. *Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, 16 (1): 17-23.
- JEGOUZO, P. & ROSSELO, E. (1988). La branche Nord du cisaillement Sud-Armoricain (France): un essai d'évaluation du déplacement par l'analyse des mylonites. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 307 (Série II): 1825-1831.
- KANAMORI, H.; ANDERSON, D. L. & HEATON, T. H. (1998). Frictional melting during the rupture of the 1994 Bolivian earthquake. *Science*, 279: 839-841.
- KILLICK, A. M. (1990). Pseudotachylyte generated as a result of a drilling "burn-in". *Tectonophysics*, 171: 221-227.
- LAPWORTH, C. (1885). The Highland controversy in British geology. *Nature*, 32: 558-559.
- LEGROS, F.; CANTAGREL, J.-M. & DEVOUARD, B. (2000). Pseudotachylyte (frictionite) at the Base of Arequipa volcanic landslide deposit (Peru): implications for emplacement mechanisms. *J. Geology*, Chicago, 108: 601-611.
- MADDOCK, R. H. (1983). Melt origin of fault-generated pseudotachylytes demonstrated by textures. *Geology*, 11: 105-108.
- MADDOCK, R. H. (1992). Effects of lithology, cataclasis and melting on the composition of fault-generated pseudotachylytes in Lewisian gneiss, Scotland. *Tectonophysics*, 204: 261-278.
- MADDOCK, R. H., GROCOTT, J. & VAN NES, M. (1987). Vesicles, amygdules and similar structures in fault-generated pseudotachylytes. *Lithos*, 20: 419-432.
- MAGLOUGHLIN, J. F. & SPRAY, J. G. (1992). Frictional melting processes and products in geological materials: introduction and discussion. *Tectonophysics*, 204 (3/4): 197-206.
- MASCH, L.; WENK, H.-R. & PREUSS, E. (1985). Electron microscopy study of hyalomylonites: evidence for frictional melting in landslides. *Tectonophysics*, 115: 131-160.
- MENDES, M. H. (1988). *Contribuição para o estudo das rochas metamórficas aflorantes entre Ovar e Espinho*. Universidade de Aveiro. 186 pp. (Tese de mestrado).
- MENDES, M. H. & MUNHÁ, J. M. (1990). Metamorfismo na faixa de Ovar-Espinho (Zona de Ossa-Morena). In: *Resumos VIII Semana Geoquímica*. Universidade de Lisboa.
- MOÇO, L. P.; CHAMINÉ, H. I.; FERNANDES, J. P.; LEMOS DE SOUSA, M. J.; FONSECA, P. E. & RIBEIRO, A. (2001). Organic metamorphism level of Devonian black shale from Albergaria-a-Velha region (NW Portugal): Tectonostratigraphic implications. *GAIA*, Lisboa, 16: 195-197.
- O'HARA, K. D. (2001). A pseudotachylyte geothermometer. *J. Struct. Geol.*, 23: 1345-1357.
- O'HARA, K. D. & SHARP, Z. D. (2001). Chemical and oxygen isotope composition of natural and artificial pseudotachylyte: role of water during frictional fusion. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 184: 393-406.
- OLIVEIRA, J. T. (1990). Stratigraphy and syn-sedimentary tectonism in the South Portuguese Zone. In: DALLMEYER, R. D. & MARTÍNEZ-GARCÍA, E., Eds, *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer Verlag. Berlin, Heidelberg. pp. 334-347.
- OLIVEIRA, J. T., CUNHA, T. A., STREEL, M. & VANGUESTAINE, M. (1986). Dating the Horta da Torre Formation, a new lithostratigraphic unit of the Ferreira-Ficalho Group,

- South Portuguese Zone: geological consequences. *Comun. Serv. Geol. Portg.*, Lisboa, 72 (1/2): 129-135.
- PASSCHIER, C. W. (1982a). Mylonitic deformation in the Saint-Barthélemy Massif, French Pyrenees, with emphasis on the genetic relationship between ultramylonite and pseudotachylite. University of Amsterdam. *GUA Papers of Geology*, 1 (16): 1-173 (Tese de doutoramento).
- PASSCHIER, C. W. (1982b). Pseudotachylite and the development of ultramylonite bands in the Saint-Barthélemy Massif, French Pyrenees. *J. Struct. Geol.*, 4 (1): 69-79.
- PASSCHIER, C. W. (1986a). Flow in natural shear zones – the consequences of spinning flow regimes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 77: 70-80.
- PASSCHIER, C. W. (1986b). Mylonites in the continental crust and their role as seismic reflectors. *Geol. Mijnb.*, 65: 167-176.
- PASSCHIER, C. W. (1988). Analysis of deformation paths in shear zones. *Geol. Rundsch.*, 77: 309-318.
- PASSCHIER, C. W. (1991). Geometric constraints on the development of shear bands in rocks. *Geol. Mijnb.*, 70: 203-211.
- PASSCHIER, C. W., MYERS, J. S. & KRÖNER, A. (1990). *Field geology of high-grade gneiss terrains*. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg. 150 pp.
- PASSCHIER, C. W. & TROUW, R. A. J. (1996). *Microtectonics*. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg. 289 pp.
- PHILPOTTS, A. R. (1964). Origin of pseudotachylites. *Amer. J. Sci.*, 262: 1008-1035.
- PORTUGAL FERREIRA, M. (1982). A magmatic arc in the Iberian segment of the Hercynian chain: I - The Northwest-southeast lineament between Oporto (Portugal) and Zarza La Mayor (Spain). *Mem. Not.*, Coimbra, 94: 31-50.
- PORTUGAL FERREIRA, M., VILELA MATOS, A. & COELHO PIRES, C. A. (1991). Late Permian early Triassic calc-alkaline dyke swarm in Northern Portugal: the initial rifting of Pangea. *Publ. Mus. Labor. miner. geol. Fac. Ciênc. Univ. Porto*, 97 (4ª série): 1-20.
- RAY, S. K. (1999). Transformation of cataclastically deformed rocks to pseudotachylite by pervasion of frictional melt: inferences from clast-size analysis. *Tectonophysics*, 301: 283-304.
- REIMOLD, W. U. (1995). Pseudotachylite in impact structures-generation by friction melting and shock brecciation? A review and discussion. *Earth-Sci. Rev.*, 39: 247-265.
- RIBEIRO, A.; PEREIRA, E.; CHAMINÉ, H. I. & RODRIGUES, J. (1995). Tectónica do megadomínio de cisalhamento entre a Zona de Ossa-Morena e a Zona Centro-Ibérica na região de Porto-Lousã. In: F. SODRÉ BORGES & M. MARQUES (coords.), *Mem. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciênc. Univ. Porto*, 4: 299-303.
- SEVERO GONÇALVES, L. (1974). *Geologie und petrologie des gebietes von Oliveira de Azeméis and Albergaria-a-Velha (Portugal)*. Freien Universität Berlin. 261 pp. (Tese de doutoramento).
- SEVERO GONÇALVES, L. (1984). Excursão Geológica na região de Albergaria-a-Velha-Oliveira de Azeméis. In: *Livro-Guia das Excursões da VI Reunião do Grupo Ossa-Morena*. Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra. 14 pp.
- SOARES DE ANDRADE, A. (1978). The problem of ophiolites in Meso-Europe. *Mem. Not.*, Coimbra, 85: 37-41.
- SOARES DE ANDRADE, A. (1983). *Contribution a l'analyse de la suture Hercynienne de Beja (Portugal), Perspectives métallogéniques*. INPL, Université de Nancy. 137 pp. (Tese de doutoramento).
- SOARES DE ANDRADE, A. (1985). Les deux associations basiques-ultrabasiques de Beja (Portugal méridional) sont-elles des ophiolites hercyniennes?. *Ophioliti*, 10 (2/3): 147-160.
- SHAND, S. J. (1916). The pseudotachylite of Parijs (Orange Free State) and its relation to 'Trap-shotten gneiss' and 'Flinty crush-rock'. *Q. J. Geol. Soc. London*, 72: 198-217.
- SHAND, S. J. (1951). *The study of rocks*. 3rd Edition, Thomas Murby & Co., London. 236 pp.
- SHARPE, D. (1849). On the Geology of the neighbourhood of Oporto, including the Silurian Coal and Slates of Vallongo. *Q. J. Geol. Soc. London*, 5: 142-153.
- SIBSON, R. H. (1975). Generation of pseudotachylite by ancient seismic faulting. *Geophys. J. Roy. Astronom. Soc.*, 43: 775-794.
- SIBSON, R. H. (1977). Fault rocks and fault mechanisms. *J. geol. Soc.*, London, 133: 191-213.
- SIBSON, R. H. (1989). *Structure and mechanics of fault zones in relation to fault-hosted mineraliza-*

- tion. Australian Mineral Foundation Course Books., 66 pp.
- SCHOLZ, C. H. (1987). Wear and gouge formation in brittle faulting. *Geology*, 15: 493-495.
- SCHOLZ, C. H. (1988). The brittle-plastic transition and the depth of seismic faulting. *Geol. Rundsch.*, 77: 319-328.
- SNOKE, A. W. & TULLIS, J. (1998). An overview of fault rocks. In: A. W. SNOKE & J. TULLIS (eds.), *Fault-related rocks — a photographic atlas*. Princeton, New Jersey, pp. 3-18.
- SPRAY, J. G. (1987). Artificial generation of pseudotachylyte using friction welding apparatus: simulation of melting on a fault plane. *J. Struct. Geol.*, 9 (1): 49-60.
- SPRAY, J. G. (1992). A physical basis for the frictional melting of some rock forming minerals. *Tectonophysics*, 204 (3/4): 205-221.
- SPRAY, J. G. (1995). Pseudotachylyte controversy: fact or friction?. *Geology*, 23: 119-1122.
- SPRAY, J. G. (1997). Superfaults. *Geology*, 25: 579-582.
- SWANSON, M. T. (1988). Pseudotachylyte-bearing strike-slip duplex structures in the Fort Forster brittle zone, S. Maine. *J. Struct. Geol.*, 10: 813-828.
- SWANSON, M. T. (1992). Fault structure, wear mechanisms and rupture processes in pseudotachylyte generation. *Tectonophysics*, 204 (3/4): 223-242.
- TANAKA, H. (1992). Cataclastic lineations. *J. Struct. Geol.*, 14 (10): 1239-1252.
- THOMPSON, L. M. & SPRAY, J. G. (1996). Pseudotachylyte petrogenesis: constraints from the Sudbury impact structure. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 125: 359-374.
- UI, T.; YAMAMOTO, H. & SUZUKI-KAMATA, K. (1986). Characterization of debris avalanche deposits in Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 29: 231-243.
- WENK, H. R. (1978). Are pseudotachylites products of fracture or fusion?. *Geology*, 6: 507-511.
- WENK, H. R. & CHRISTIE, J. M. (1991). Comments on the interpretation of deformation textures in rocks. *J. Struct. Geol.*, 13 (10): 1091-1110.
- WENK, H. R.; JOHNSON, L. R. & RATSCHBACHER, L. (2000). Pseudotachylites in the Eastern Peninsular Ranges of California. *Tectonophysics*, 321: 253-277.
- WHITE, S. H.; BURROWS, S. E.; CARRERAS, J.; SHAW, N. D. & HUMPHREYS, F. J. (1980). On mylonites in ductile shear zones. *J. Struct. Geol.*, 2 (1/2): 175-187.
- WILSHIRE, H. G. (1971). Pseudotachylyte from the Vredefort Ring, South Africa. *J. Geology*, 79: 195-206.
- WISE, D. U.; DUNN, D. E.; ENGELDER, J. T.; GEISER, P. A.; HATCHER, R. D.; KISH, S. A.; ODOM, A. L. & SCHAMEL, S. (1984). Fault-related rocks: suggestions for terminology. *Geology*, 12: 391-394.
- ZECK, H. P. (1974). Cataclasites, hemi-clasites, holoclasites, blastoditto and myloblastites — Cataclastic rocks. *Amer. J. Sci.*, 274: 1064-1073.