

**Evolução geodinâmica da Zona de Ossa-Morena no
contexto do SW Ibérico durante o Ciclo Varisco**

Índice

VI.1.1. Introdução	193
VI.1.2. Do <i>rifting</i> continental à Abertura do Oceano Rheic	194
VI.1.3. Do processo de subducção à edificação da Cadeia Varisca	195
VI.1.3.1. TM ₁ – Processo de subducção activo (Emsiano-Fameniano inferior)	195
VI.1.3.2. TM _{L1} (Bordo Sul da ZOM) – A instalação do Complexo Filonítico de Moura	197
VI.1.3.3. TM ₂ – Tectónica extensiva – o <i>slab roll-back</i> e/ou o <i>slab breakoff</i> (Fameniano inferior a Carbónico inferior – Tournasiano-Viseano?)	197
VI.1.3.4. TM ₃ – A colisão continental (Mississipiano superior - Pensilvaniano)	198
VI.1.3.5. TM _{L2} (Bordo Ocidental da ZOM) – Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo (Pensilvaniano)	199
VI.1.3.6. TM ₄ – Deformação e magmatismo pós-colisional (Pérmico)	199

VI.1.1. Introdução

O Maciço Ibérico (MI) surge como local privilegiado no estudo da Cadeia Orogénica Varisca. Neste maciço, afloram materiais de idades compreendidas entre o Proterozóico e o Paleozóico superior, que testemunham a evolução geodinâmica do orógeno Varisco, contendo também testemunhos do Ciclo Cadomiano desenvolvido no Neoproterozóico (*e.g.* Ribeiro *et al.*, 2007).

A Zona de Ossa-Morena (ZOM) representa o bordo Sul (em coordenadas actuais) do Terreno Autóctone Ibérico (TAI). É uma zona muito heterogénea e complexa do ponto de vista estratigráfico, magmático, metamórfico e estrutural, a que não é alheio o facto de algumas das litologias presentes terem sido afectadas pela actuação de dois ciclos de Wilson sobrepostos (*e.g.* Ribeiro *et al.*, 2007; 2009).

O trabalho em causa pretende ser uma síntese pluridisciplinar crítica dos dados existentes, tentando correlacionar os diversos episódios tectono-metamórficos e magmáticos da ZOM com a sua evolução geodinâmica durante o Ciclo de Wilson.

VI.1.2. Do *rifting* continental à Abertura do Oceano Rheic

Após a colisão entre a ZOM e o TAI e consequente edificação da Cadeia Cadomiana durante o Neoproterozóico, na transição Neoproterozóico-Câmbrico, iniciam-se os processos de distensão da margem norte da Gondwana, que culminarão na Abertura do Oceano Rheic (*e.g.* Ribeiro *et al.*, 2009; Sánchez-García *et al.*, 2010). Esta passagem é marcada estratigraficamente pela presença de unidades conglomeráticas discordantes sobre as unidades do Ediacariano (Série Negra), às quais se associa um vulcanismo félsico de assinatura calco-alcalina (*e.g.* Oliveira *et al.*, 1991; Sanchez-García *et al.*, 2010).

Sobre esta unidade conglomerática basal, instala-se em toda a ZOM uma extensa plataforma detrítico-carbonatada (Câmbrico inferior – Ovetiano-Marianiano) onde se intercala um vulcanismo bimodal resultante do processo de *rifting* (Mata & Munhá, 1990; Sánchez-García *et al.*, 2010). Este processo de extensão crustal é acompanhado pela instalação de um conjunto de corpos plutónicos de idade compreendida entre os 535-520 Ma (*e.g.* Barquete, Alcáçovas, Tálga). No final do Câmbrico inferior, o estiramento da margem continental mantém-se activo, criando um conjunto de bacias individuais com diferentes depocentros, sendo a estratigrafia da região influenciada pela profundidade destas bacias; nas mais profundas a sedimentação é detrítica (*e.g.* Vila Boim-Cumbres), enquanto nas mais superficiais poderá ocorrer sedimentação carbonatada (Complexos vulcano-sedimentares carbonatados de Estremoz e Ficalho-Moura); esta sedimentação é contemporânea de vulcanismo bimodal, com assinatura toleítica anorogénica (Mata & Munhá, 1990).

O Câmbrico médio é marcado por um importante episódio de estiramento crustal. A sedimentação siliciclástica faz-se acompanhar de um intenso vulcanismo bimodal (*e.g.* Basaltos de Umbria-Pipeta, Complexo Vulcano-Sedimentar de Terrugem; *e.g.* Sánchez-García *et al.*, 2010), que se torna menos abundante na transição entre o Câmbrico médio-superior (*e.g.* Formação Fatuquedo). Este vulcanismo apresenta uma assinatura alcalina-transicional compatível com vulcanismo intraplaca (Mata & Munhá, 1990).

A transição Câmbrico-Ordovícico é marcada pela presença de uma discordância (ou paraconformidade) em toda a ZOM. Esta ausência de sedimentação e/ou episódio erosivo encontra-se temporalmente concordante com a intrusão de um segundo conjunto de corpos intrusivos (*e.g.* Portalegre, Alter Pedroso, Barcarrota; *ca.* 510-485 Ma). Este período poderá resultar de um episódio de instabilidade tectónica em todo o MI, ao qual se associa o levantamento relativo da ZOM (*e.g.* Oliveira *et al.*, 1991; Ribeiro *et al.*, 2009). Também desta idade (*ca.* 480-485 Ma) surgem rochas básicas e ultrabásicas com características anorogénicas, de assinatura N/T-MORB (Pedro *et al.*, 2010), intercaladas no Complexo Filonítico de Moura,

apontando para que o processo de oceanização já estivesse concluído no Ordovícico, podendo o episódio anteriormente referido estar directamente relacionado com a abertura do oceano Rheic (e.g. Ribeiro *et al.*, 2007).

No Ordovícico inferior existem ainda evidências de instabilidade tectónica, com algum magmatismo associado à sedimentação. Contudo, a partir do Ordovícico médio, o magmatismo extingue-se. A partir daqui as variações estratigráficas poderão resultar apenas de variações eustáticas. Referência ainda para a sedimentação do Silúrico inferior, constituída por uma sequência de xistos negros carbonosos, típica de meios euxínicos com alguma profundidade (Araújo *et al.*, 2013). Esta homogeneidade em toda a ZOM parece mostrar estabilidade tectónica durante o Silúrico inferior.

VI.1.3. Do processo de subducção à edificação da Cadeia Varisca

Neste ponto, tenta-se interpretar uma sequência de acontecimentos associados aos estádios finais do Ciclo Varisco na ZOM, vigentes durante o Paleozóico superior. Para efeitos práticos, a sequência de acontecimentos foi subdividida em diversos episódios tectono-metamórficos e magmáticos (TM), alguns de carácter localizado (TM_L); os mesmos encontram-se sintetizados na Figura 1.

VI.1.3.1. TM₁ – Processo de subducção activo (Emsiano-Fameniano inferior)

Este episódio encontra-se relacionado com o processo de subducção para Norte do Terreno Sul Português sobre o TAI. Este ter-se-á iniciado provavelmente antes do Emsiano (Devónico inferior). A polaridade é evidenciada pela migração do quimismo do magmatismo, toleítico a calco-alcalino no bordo Sul, proximal à sutura, e shoshonítico nos sectores mais distais. A idade do magmatismo shoshonítico, presente no domínio de Alter-do-Chão-Elvas, prolonga-se até aos cerca de 365 Ma (Fig. 1; Araújo *et al.*, 2013). O magmatismo toleítico-calcoalcalino proximal foi identificado na região de Odivelas, onde se intercala com carbonatos da transição Devónico inferior a médio (Machado *et al.*, 2010). A existência de magmatismo Devónico é apoiada pela presença de zircões detríticos nas bacias de Cabrela e Mértola (com idades no intervalo 390-360 Ma; Pereira *et al.*, 2012). Estas idades são corroborantes com as obtidas para o evento metamórfico de alta pressão (≈ 370 Ma para pico bórico – fácies eclogítica; Araújo *et al.*, 2013) existente no bordo sul da ZOM (Fig. 1 e 2A).

Do ponto de vista estratigráfico surgem evidências da sobrelevação da ZOM no Devónico. A sedimentação do Silúrico inferior vai gradualmente evoluindo, sendo que no Devónico inferior, surgem evidências de sedimentação carbonatada pouco profunda com formação de

estruturas recifais (Machado *et al.*, 2010). Também a sedimentação do Devónico inferior no Sinclinal de Terena (Fig. 2; Araújo *et al.*, 2013), mostra características de sedimentação sin-tectónica.

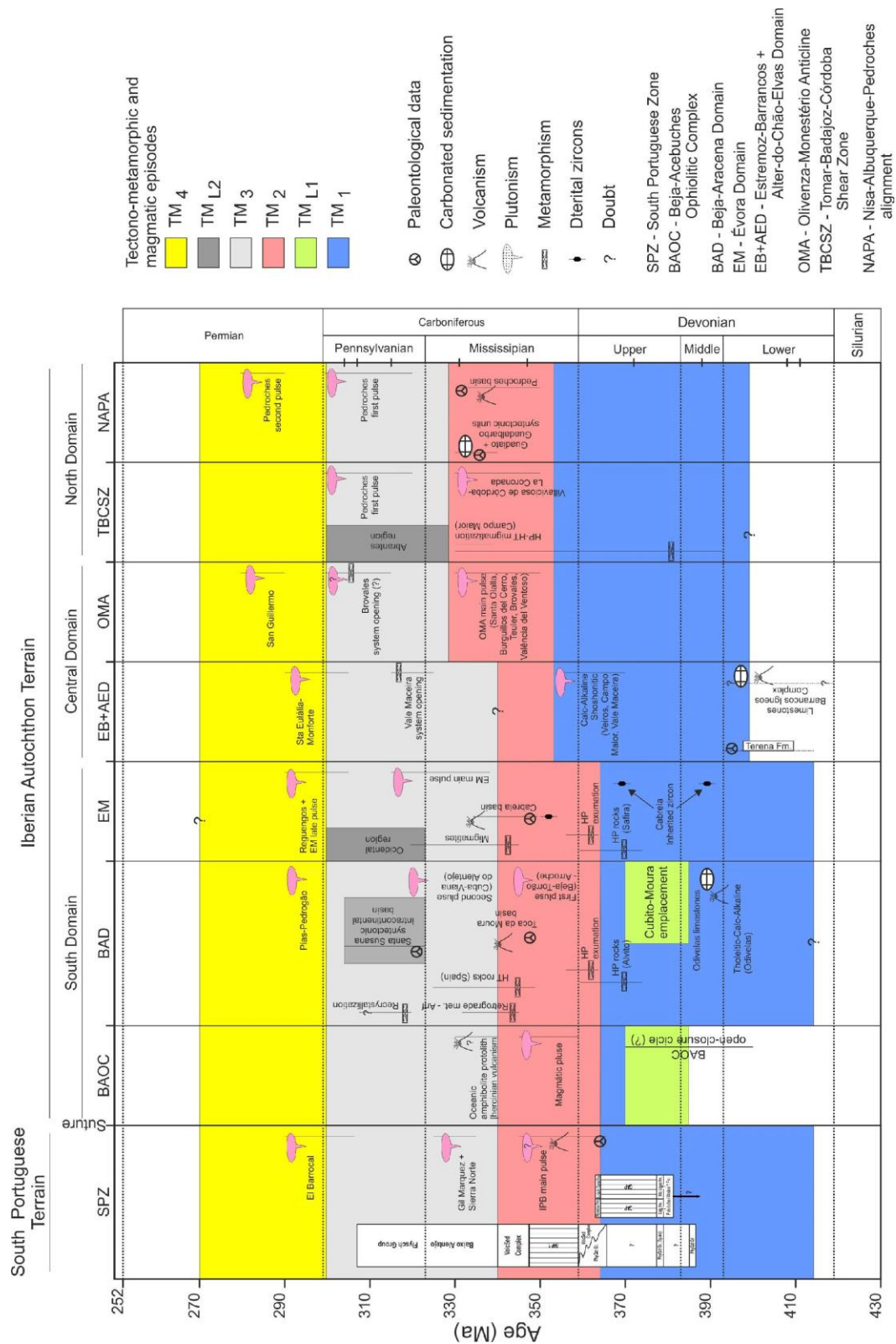


Figura 1 – Síntese dos principais eventos tectono-metamórficos e magmáticos na Zona de Ossa-Morena, durante as fases finais do Ciclo Varisco.

No que respeita à estrutura, este episódio caracteriza-se pela presença de dobras deitadas vergentes para o quadrante W associadas a zonas de cisalhamento com transporte com topo para SW, compatível com um regime transpressivo esquerdo com uma intensa partição da deformação (Fig. 2B; e.g. Vera, 2004; Araújo *et al.*, 2013).

VI.1.3.2. TM_{L1} (Bordo Sul da ZOM) – A instalação do Complexo Filonítico de Moura

Contemporaneamente ao episódio TM₁, na margem sul da Zona de Ossa-Morena, instala-se sobre os complexos vulcano-sedimentares autóctones, deformados pelo TM₁, um complexo imbricado alóctone (Araújo *et al.*, 2005). A instalação para Norte deste prisma de acreção associa-se ao processo de obdução dos complexos ofiolíticos, gerando-se uma estrutura do tipo *flake tectonics* (Araújo *et al.*, 2005). Neste complexo intercalam-se fragmentos da sequência autóctone bem como de sequências ofiolíticas (Fig. 2A; Pedro *et al.*, 2010). A instalação deste complexo ocorreu posteriormente ao Silúrico/Devónico inferior (Devónico médio a superior?; Araújo *et al.*, 2005).

VI.1.3.3. TM₂ – Tectónica extensiva – o *slab roll-back* e/ou o *slab breakoff* (Fameniano inferior a Carbónico inferior – Tournasiano-Viseano?)

A este episódio é atribuída a rápida exumação dos eclogitos em torno dos 360 Ma, assim como o início do magmatismo associado aos processos de colisão continental (Jesus *et al.*, 2007). Este episódio pode ser interpretado como resultado do processo de *slab roll-back* e/ou de *slab breakoff*. O processo de *slab roll-back*, bem como o *slab breakoff*, poderiam induzir extensão nas unidades localizadas na placa superior e nas unidades previamente acrecionadas. Evidências de extensão encontram-se localizadas no domínio de Évora-Beja-Aracena (onde se localizam rochas de alta pressão exumadas; Fig. 1) e no bordo norte da Zona Sul Portuguesa (e.g. Vera, 2004). Associado ao processo de *slab breakoff*, encontra-se descrito e modelado a existência de um *upwelling* astenosférico que induz sobreaquecimento da litosfera e, consequentemente, fusão crustal.

Atribui-se assim a este episódio, os primeiros impulsos do Complexo Ígneo de Beja (Fig. 1 e 2) e o vulcanismo na Faixa Piritosa Ibérica, com idades entre os 360-345 Ma (Jesus *et al.*, 2007), o magmatismo de Villaviciosa-La Coronada e Anticlinal de Olivenza-Monestério (bordo centro-norte da ZOM; 350-330 Ma), bem como a génese das Bacias de Cabrela e Toca da Moura e das Bacias Carbónicas do bordo Norte da ZOM.

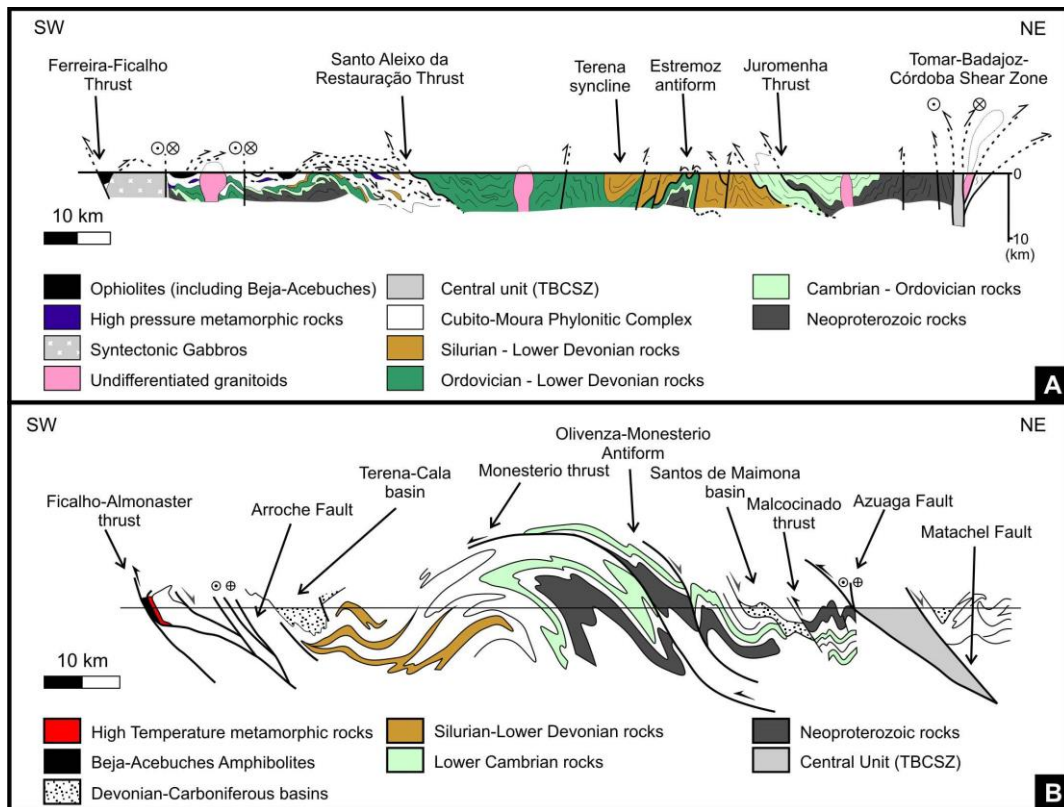


Figura 2 – Cortes geológicos simplificados da ZOM (A – Araújo *et al.*, 2013; B – Simancas *et al.*, 2004).

VI.1.3.4. TM₃ – A colisão continental (Mississipiano superior - Pensilvaniano)

Este episódio é resultante do processo de colisão continental. Do ponto de vista estrutural este caracteriza-se pela presença de dobras sub-verticais, raramente com vergência (Vera, 2004). Atribui-se a este episódio a gênese de dobras à escala regional como sejam o Anticlinal de Estremoz e o Sinclinal de Terena (Fig. 2A). No que respeita ao metamorfismo, este é geralmente de baixo grau, com excepção para o Domínio Évora-Beja-Aracena, onde o metamorfismo pode atingir a fácies granulítica, e na Zona de Cisalhamento Tomar-Badajoz-Córdoba. Este facto poderá indiciar um elevado fluxo térmico a Sul, associado ao *upwelling* astenosférico, e que está na origem dos processos de fusão crustal que se mantêm durante este episódio. Atribui-se a este episódio um impulso magmático em todo o Maciço de Évora-Beja-Aracena, com idade compreendida entre os 340-320 Ma (Fig. 1; Jesus *et al.*, 2007). No Maciço de Évora, os magmas apresentam origem na fusão crustal, com assinatura calco-alcalina herdada, apresentando também contaminação de líquidos magmáticos de origem mantélica.

VI.1.3.5. TM_{L2} (Bordo Ocidental da ZOM) – Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo (Pensilvaniano)

Junto ao bordo ocidental da ZOM, surgem evidências de um regime de deformação não-coaxial dextrógiro, associada a cisalhamentos de orientação N-S a NNW-SSE, associada à actuação da zona de cisalhamento Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo. Esta fase é responsável pela génese da Bacia sin-tectónica de Santa Susana, bem como pela segunda fase de deformação actuante na região de Abrantes.

VI.1.3.6. TM₄ – Deformação e magmatismo pós-colisional (Pérmico)

Após os processos de colisão continental, o sobre-espessamento crustal leva a que o regime de deformação intraplaca se altere. Nas fases mais tardias o regime de deformação intraplaca deixa de ser do tipo cavalgamento, passando a um regime transcorrente dominante. Todo o SW ibérico é então afectado por desligamentos esquerdos de orientação NNE-SSW a NE-SW. As características desta fase de deformação têm sido interpretadas por diversos autores como resultado da existência de anisotropias litosféricas de 1ª ordem com uma orientação E-W (*e.g.* Ribeiro *et al.*, 2007), que por sua vez induzem a formação de estruturas de 2ª ordem com orientação NNE-SSW a NE-SW.

O magmatismo, de idade compreendida entre os 300-270 Ma, é essencialmente granítico, apresentando menor expressão geográfica (*e.g.* Pedrógão, Sta Eulália, Nisa-Albuquerque-Pedroches). Este possui uma assinatura calco-alcalina, interpretada como resultado da fusão da crosta continental com essa assinatura.

Referências

- Araújo, A., Fonseca, P., Munhá, J., Moita, P., Pedro, J., Ribeiro, A. (2005). The Moura Phyllonitic Complex: An Accretionary Complex related with obduction in the Southern Iberia Variscan Suture. *Geodinamica Acta*, 18(5), 375-388.
- Araújo, A., Piçarra de Almeida, J., Borrego, J., Pedro, J., Oliveira, J. T. (2013). As regiões central e sul da Zona de Ossa-Morena. In: R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha, J.C. Kullberg (Ed.), *Geologia de Portugal* (vol. I), Escolar Editora, 509-549.
- Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, J.C. (Ed.) (2013). *Geologia de Portugal* (vol. I), Escolar Editora, 807p.
- Jesus, A., Munhá, J., Mateus, A., Tassinari, C., Nutman, A.P. (2007). The Beja Layered Gabbroic Sequence (Ossa-Morena Zone, Southern Portugal): geochronology and geodynamic implications. *Geodinamica Acta*, 20(3), 139-157.
- Machado, G., Hladil, J., Koptikova, L., Slavik, L., Moreira, N., Fonseca, M., Fonseca, P. (2010). An Emsian-Eifelian Carbonate-Volcaniclastic Sequence and the possible Record of the basal chote? event in western Ossa-Morena Zone, Portugal (Odivelas Limestone), *Geologica Belgica* 13(4), 431-446. DOI: 10.2478/v10096-009-0008-1.
- Mata, J., Munhá, J. (1990). Magmatogénese de metavulcanitos câmbricos do nordeste alentejano: os estádios iniciais de "rifting" continental. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 76, 61-89.

- Oliveira, J. T., Oliveira, V., Piçarra, J.M. (1991). Traços gerais da evolução tectono-estratigráfica da Zona de Ossa morena, em Portugal: síntese crítica do estado actual dos conhecimentos. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 77, 3-26.
- Pedro, J. C., Araújo, A., Tassinari, C., Fonseca, P. E., Ribeiro, A. (2010). Geochemistry and U-Pb zircon age of the Internal Ossa-Morena Zone Ophiolite Sequences: a remnant of Rheic Ocean in SW Iberia, *Ophioliti*, 35(2), 117-130.
- Pereira, M.F., Chichorro, M., Johnston, S.T., Gutiérrez-Alonso, G., Silva, J.B., Linnemann, U., Hofmann, M., Drost, K., (2012). The missing Rheic Ocean magmatic arcs: Provenance analysis of Late Paleozoic sedimentary clastic rocks of SW Iberia, *Gondwana Research*, 22(3-4), 882-891. DOI: 10.1016/j.gr.2012.03.010
- Ribeiro, A., Munhá, J., Dias, R., Mateus, A., Pereira, E., Ribeiro, M.L., Fonseca, P., Araújo, A., Oliveira, T., Romão, J., Chaminé, H., Coke, C., Pedro J. (2007). Geodynamic evolution of SW Europe Variscides, *Tectonics*, 26 DOI: 10.1029/2006/TC002058.
- Ribeiro, A., Munhá, J., Mateus, A., Fonseca, P., Pereira, E., Noronha, F., Romão, J., Rodrigues, J.F., Castro, P., Meireles, C., Ferreira, N. (2009). Mechanics of thick-skinned Variscan overprinting of Cadomian basement (Iberian Variscides). *C. R. Geoscience*, 341(2-3), 127-139. DOI: 10.1016/j.crte.2008.12.003
- Sánchez-García, T., Bellido, F., Pereira, M.F., Chichorro, M., Quesada, C., Pin, C., Silva, J.B. (2010). Rift related volcanism predating the birth of the Rheic Ocean (Ossa-Morena Zone, SW Iberia). *Gondwana Research*, 17 (2-4), 392-407. DOI: 10.1016/j.gr.2009.10.005
- Simancas, J.F, Carbonell, R., González Lodeiro, F., Pérez Estaún, A., Juhlin, C., Ayarza, P., Azor, A., Martínez Poyatos, D., Almodóvar, G.R., Pascual, E., Sáez, R., Kashubin, A., Alonso, F., Álvarez Marrón, J., Bohoyo, F., Castillo, S., Donaire, T., Expósito, I., Flecha, I., Galadí, E., Galindo Zaldívar, J., González, F., González Cuadra, P., Macías, I., Martí, D., Martín, A., Martín Parra, L.M., Nieto, J. M., Palm, H., Ruano, P., Ruiz, M., Toscano, M. (2004). The seismic crustal structure of the Ossa Morena Zone and its geological interpretation. *Journal of Iberian Geology* 30, 133-142.
- Vera, J. A. (Ed.) (2004). *Geología de España*. Sociedad Geológica de España e Instituto Geológico y Minero de España, 884 p.