

Conclusões gerais e Desenvolvimentos Futuros

Durante os estudos conducentes à obtenção do grau académico de doutor, os trabalhos realizados na região de Ferreira do Zêzere-Abrantes-Tomar mostram que as unidades e sucessões com afinidades à Zona de Ossa-Morena (ZOM) não se propagam para Norte desta região. A sucessão com semelhanças à sequência Paleozóica é definida na região de Abrantes, sendo que para Norte apenas afloram unidades que se consideram Neoproterozóicas (Romão *et al.*, 2014). Na região de trabalho foram definidos dois domínios totalmente distintos no que respeita às suas características geológicas (metamórficas, estruturais, magmáticas e estratigráficas). Com efeito:

- Nos domínios mais a Este, esta região apresenta claras semelhanças com a ZOM. Na região de Abrantes definiu-se um conjunto de seis unidades que compõem uma sucessão com claras afinidades litoestratigráficas e geoquímicas com a transição Neoproterozóico-Câmbrico inferior da ZOM: três unidades atribuídas ao Neoproterozoico e três que mostram claras afinidades com a sucessão Câmbrica;
- No domínio a Oeste (entre Ferreira do Zêzere e Constância) foi identificada e caracterizada uma sequência com características tectonoestratigráficas, metamórficas e magmáticas próprias, incluindo-se no Terreno Finisterra (Ribeiro *et al.*, 2007; 2013), limitado a Este pela Zona de Cisalhamento Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo (ZCPTF). Esta zona de cisalhamento coloca em contacto este Terreno com as zonas paleogeográficas características do Terreno Ibérico, nomeadamente a ZOM no sector mais a sul (sector de Ferreira do Zêzere-Tomar-Abrantes) e com a Zona Centro Ibérica (ZCI) nos sectores mais a norte (sector de Coimbra e de Albergaria-a-Velha-Porto).

A sequência litoestratigráfica previamente descrita no domínio Este, e que Romão *et al.* (2010) interpretam como sendo composta pelos complexos Vulcano-Sedimentares Cadomianos e Paleozóicos pertencentes à ZOM, encontra-se sobreposta a granulitos e gneisses, que os mesmos autores interpretam como rochas crustais Cadomianas mais profundas. Estas unidades estão separadas entre si por acidentes tangenciais Variscos com cinemática inversa, com

transporte com topo para NE (Fig. 1). Toda esta sequência típica da ZOM encontra-se cavalgada sobre a ZCI, apresentando transporte semelhante.

A presença das rochas de alto grau metamórfico previamente referidas, com idades metamórficas em torno do 540 Ma (Henriques *et al.*, 2015), e de um conjunto de unidades com idade Neoproterozóica, contendo rochas magmáticas com assinatura anorogénica, estão de acordo com o regime tectónico proposto para a ZOM durante o Neoproterozóio com o desenvolvimento de uma margem activa associada à subducção localizada no bordo norte da Gondwana (e.g. Linnemann *et al.*, 2008; Sanchez-Lorda *et al.*, 2014). Esta subducção origina um arco-vulcânico e uma bacia de back-arc, resultando daqui a génese das rochas anorogénicas supra mencionadas. Os processos extensivos associados à génese da bacia de back-arc podem ter gerado oceanização parcial na região onde hoje se localiza a ZCTBC, que é posteriormente reactivada durante o Ciclo Varisco como uma importante zona de cisalhamento intra-orogénica. Esta modelo conciliaria a interpretação de Eguiluz *et al.* (2000), que define uma bacia de *back-arc* desenvolvida no domínio Norte da ZOM e sul da ZCI, com a de Ribeiro *et al.* (2009) que interpreta esta zona de cisalhamento como uma sutura cadomiana reactivada durante o Ciclo Varisco como um importante cisalhamento intraplaca.

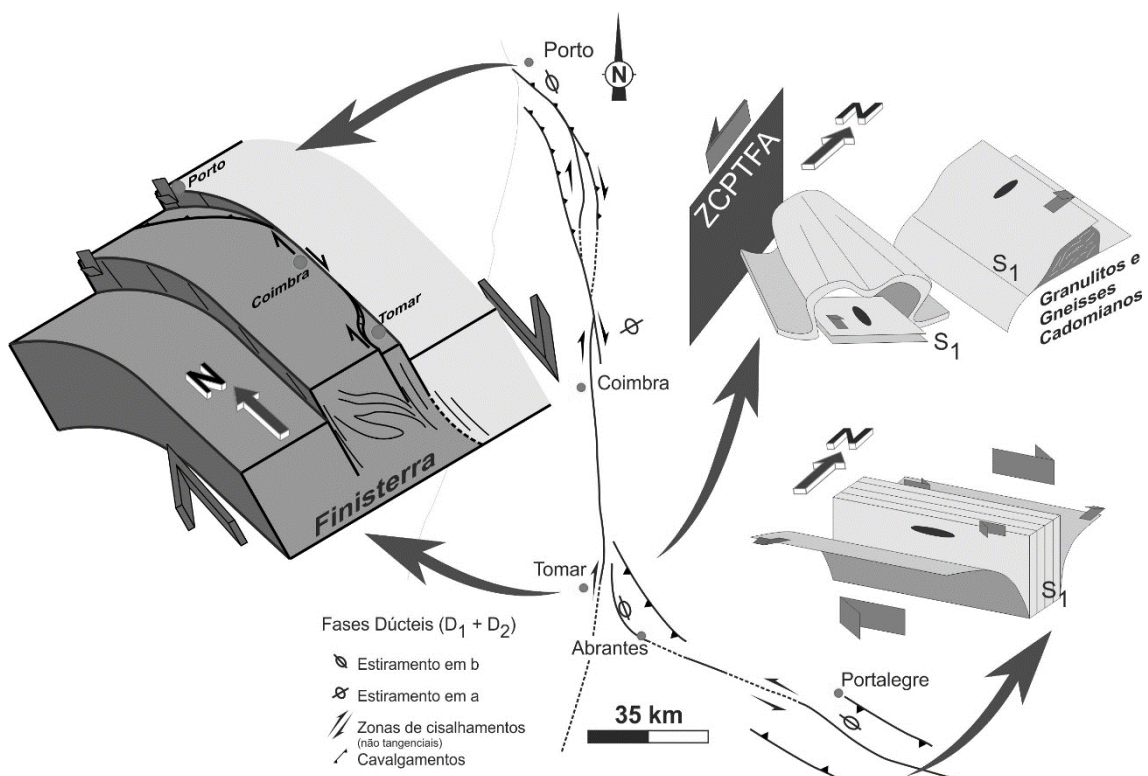


Figura 1 – Modelo estrutural esquemático para a interacção/interferência entre a ZCPTFA e a ZCTBC.

Por sua vez, a sequência Câmbrica indicia e constrange os processos associados ao início do Ciclo Varisco durante o Paleozóico inferior. O conteúdo litoestratigráfico e o quimismo das rochas orto-derivadas contidas na sucessão câmbrica mostra o carácter sin-rift intra-continental das sucessões de Abrantes e de Vila Boim. A unidade basal, caracterizada pela presença de arcoses e microconglomerados, resulta da destruição da Cadeia Cadomiana, à qual se associam abundantes rochas félsicas resultantes da fusão da crosta cadomiana. Segue-se uma unidade carbonatada que denota a invasão marinha da bacia resultante do rifting intra-continental. A sequência Câmbrica definida para Abrantes mostra similaridades litoestratigráficas e geoquímicas inegáveis com a sucessão Câmbrica de Vila Boim. As sucessões Câmbricas são relativamente homogéneas em toda a ZOM permitindo assim a correlação litoestratigráfica das unidades aqui definidas com os restantes sectores desta zona paleogeográfica do Terreno Ibérico. Tal facto é também evidenciado pela assinatura isotópica dos carbonatos câmbricos da ZOM. Com efeito, apesar da dispersão resultante dos processos metassomáticos do Paleozóico superior e da interacção com fluidos meteóricos (recentes?), as assinaturas obtidas são totalmente compatíveis com a assinatura de Sr da água do mar proposta para o Câmbrico.

No que respeita à estrutura do domínio Este, a existência de acidentes tangenciais com transporte com topo para NE nos domínios mais a NE é totalmente compatível com a presença de uma macro-dobra em bainha descrita por Ribeiro *et al.* (2009) e Moreira (2012) para a região de Abrantes. Esta estrutura apresenta uma zona axial onde se desenvolve o granito Neoproterozóico de Maiorga (ca. 570 Ma; Mateus *et al.*, 2015) e que segue em direcção ao granito de Alverangel a norte (Romão *et al.*, 2014) com idade Carbónica (U-PB em zircão, LA-ICP-MS; Pereira *et al.*, 2010), apresentando também zircões detríticos de idade Neoproterozóica (ca. 600 Ma). Contudo, os autores mencionam que os zircões Carbónicos datados não têm boa qualidade, apresentando elevada concentração em U. As idades propostas para o Granito de Alverangel são indissociáveis da idade metamórfica obtida para a região Oeste (Pereira *et al.*, 2010). Este metamorfismo resulta do evento de alta temperatura associado à ZCPTF, a qual afecta de forma clara o granito em causa, indicando que o granito deverá ser anterior à zona de cisalhamento e não contemporâneo. Assim, a idade obtida não está totalmente de acordo com os dados de campo, o que leva a considerar que este granito seja também ele Neoproterozóico. Contudo, serão necessários novos dados geocronológicos no granito em causa para que se possa confirmar a sua idade, sendo que a amostragem deverá ser realizada em locais onde o efeito da ZCPTF seja menos, nomeadamente no núcleo do granito (Romão *et al.*, 2014).

A génese desta macro-dobra em bainha durante as fases precoces do Orógeno Varisco é interpretada como resultante do efeito de Barreira da ZCPTF à propagação para Oeste da Zona

de Cisalhamento Tomar-Badajoz-Córdoba (ZCTBC; Ribeiro *et al.*, 2009; Moreira 2012). Este bloqueio gera durante as fases precoces do Ciclo Varisco a exumação das unidades infracrustais previamente referidas que são cavalgadas para NE sobre as sucessões de mais baixo grau da ZOM e estas sobre as sucessões típicas da ZCI.

Nos seus sectores mais centrais, na região de Portalegre (Fig. 1), a ZCTBC gera uma estrutura em flor compósita com uma zona axial verticalizada (Pereira, 1999), onde um metamorfismo com idades compreendidas entre o Devónico e o Carbónico se desenvolve (e.g. Dallmeyer e Quesada, 1992; Pereira *et al.*, 2012), bordejado por sectores onde se desenvolvem estruturas tangenciais com vergências opostas, nomeadamente para SW no bordo SW e NE no bordo SW; estas estruturas tangenciais enraízam na zona axial da estrutura em flor (e.g. Abalos, 1992; Abalos e Cusí, 1995). Na região de Vila Boim as estruturas de primeira fase com cinemática tangencial para o quadrante SW, podem ser resultado da propagação do bordo sul da estrutura em flor, gerando assim a inversão da sequência câmbrica, com a génese de dobras deitadas com critérios de transporte para sul. Toda esta estruturação é compatível com a presença do Cavalgamento da Juromenha descrito por diversos autores como o limite sul do sector de Alter-do-Chão-Elvas (Oliveira *et al.*, 1991; Araújo *et al.*, 1994; 2013). Ao longo deste acidente surgem conglomerados *s.l.* interpretados quer como representativos da discordância Cambro-Ordovícica da ZOM, quer como um depósito sin-tectónico associado ao acidente da Juromenha (ver Oliveira *et al.*, 1991 e Araújo *et al.*, 1994; 2013 para uma discussão). Serão necessários trabalhos de detalhe ao longo do “Cavalgamento da Juromenha” para que se possa enfatizar a existência ou não desta estrutura, o que tem repercussões claras no modelo geodinâmico do NE Alentejano. Contudo, enfatiza-se que a presença de estruturas da primeira fase de deformação com vergência para Sul e a inversão da sucessão estratigráfica na região de Vila Boim são totalmente concordantes com a presença deste acidente de primeira ordem à escala da ZOM, localizado a sul do Sector de Alter-do-Chão-Elvas.

Este acidente propaga-se para o sector espanhol, onde acidentes tangenciais da primeira fase de deformação são também descritos (e.g. Expósito *et al.*, 2002; Simancas *et al.*, 2004), um dos quais volta a aflorar em Portugal nos domínios orientais de Barrancos (Cavalgamento do Cuco, Perdigão *et al.*, 1982). Faz-se referência a estes acidentes, uma vez que os afloramentos de carbonatos de idades Silúrico-Devónica contidos no alinhamento Bencatel-Ferrarias-Cheles-Barrancos encontram-se sempre espacialmente associados à frente dos cavalgamentos de primeira fase.

Um dos pontos em aberto deixado durante a presente dissertação, embora não fosse um dos objectivos iniciais do trabalho, é a idade dos carbonatos contidos neste alinhamento e a sua relação com os mármore de Estremoz, problema que havia sido levantado por Piçarra (e.g.

Piçarra, 2000; Piçarra e Sarmiento, 2006). Do ponto de vista das suas litofácies, os Mármore de Estremoz são geralmente mais sacaroides e recristalizados, claramente distintos dos calcários deste alinhamento, menos metamórficos e muitas vezes fossilíferos. Uma exceção são os mármore de Cheles com litofácies similares aos carbonatos atribuídos aos mármore de Estremoz, bem como a alguns carbonatos dolomíticos que apresentam claras semelhanças com os calcários dolomíticos do câmbrico.

Na verdade, os carbonatos (dolomíticos e calcíticos) no sector de Barrancos foram incluídos dentro do Complexo Ígneo de Barrancos, encontrando-se geralmente associados a rochas magmáticas diversas (Piçarra 2000; Araújo *et al.*, 2013). Também em Ferrarias, Bencatel, Villanueva del Fresno e Cheles tal associação é descrita. Estas rochas carbonatadas e magmáticas (vulcânicas e plutónicas) encontram-se por vezes associadas a brechas, como é claro em Barrancos, levantando-se assim a possibilidade destas rochas se encontrarem associadas a um depósito flyschóide de carácter sin-tectónico. Este depósito sin-tectónico seria gerado na frente dos acidentes de primeira fase de deformação, contendo olistólitos de carbonatados (Câmbricos e Silúricos?), bem como de rochas magmáticas. Estes depósitos resultariam da elevação e consequente erosão da cadeia Varisca que inicia o seu levantamento durante o Devónico. Esta hipótese explicaria a presença de litofácies (e idades) distintas de carbonatos num mesmo alinhamento, bem como a associação dos mesmos com abundantes rochas magmáticas e brechas. Neste caso, os mármore de Estremoz teriam uma génese distinta dos Carbonatos neste alinhamento.

Para além disso, os carbonatos deste alinhamento apresentam razões de Sr que não são totalmente esclarecedoras. Com efeito, as assinaturas dos carbonatos são compatíveis quer com as razões de Sr para o Câmbrico e para o Silúrico superior, nomeadamente do Pridoli, uma vez que as razões se sobrepõem parcialmente. A presença de conteúdo fossilífero nalguns dos carbonatos deste alinhamento indicam uma idade Silúrica Superior-Devónica Inferior (Piçarra e Sarmiento, 2006), é totalmente compatível com o modelo previamente exposto. Tendo em conta os episódios carbonatados da ZOM, estes carbonatos poderiam ser quer de idade Silúrica (Pridoli; Robardet e Gutierrez-Marco, 2004), quer do Devónico inferior (Emsiano), tendo sido remobilizados para uma bacia de carácter sin-orogénico. Contudo, é claro que estas assinaturas não são concordantes com as assinaturas Devónicas obtidas para os carbonatos do SW da ZOM (Emsiano-Givetiano; Machado *et al.*, 2009; 2010) que apresentam claras similaridades com as curvas da razão de Sr propostas para a água do mar durante esse período. Desta forma, propõe-se que este alinhamento contenha carbonatos remobilizados (olistólitos e olistostromas) de diferentes idades (Câmbricas e Silúricas), o que também explicaria o padrão cartográfico altamente descontínuo e heterogéneo destes carbonatos.

Ainda no que respeita aos carbonatos Devónicos da ZOM, a presença de faunas diversificadas, algumas das quais com afinidades ao Maciço do Reno (Terreno Peri-Laurússico), leva a crer que durante o Devónico médio, a ZOM não estivesse geograficamente muito distante dos blocos continentais do Norte, nomeadamente da Laurússia, podendo haver trocas faunísticas entre a Gondwana e a Laurússia. Uma das linhas de investigação com bastante interesse e que permitiria perceber melhor a evolução da ZOM durante a passagem entre o Silúrico e o Devónico seria a comparação das faunas de conodontes e crinóides dos Calcários Devónicos do SW da ZOM com as faunas de outros carbonatos, nomeadamente:

- Os carbonatos Silúricos da ZOM que afloram nos sinclinais de Valle e Cerrón del Hornillo e se possível com os carbonatos Silúricos(?) do alinhamento Bencatel-Ferrarias-Cheles-Barrancos;
- Os olistólitos de Calcários de idade Frasniana (Devónico Superior) descritos por Boogard (1983) na Bacia de Cabrela;
- Os calcários das Formações de Escusa (Portalegre) e de Dornes (Ferreira do Zêzere) ambos de idade Devónica inferior (Gourvenec *et al.*, 2008; 2010; Schemm-Gregory e Piçarra, 2013), mas com afinidade Centro-Ibérica;
- Os carbonatos de idade Devónica inferior a média de outros terrenos peri-Gondwanicos como seja o caso de Marrocos (e.g. El Hassani e Benfrika, 1995; Houicha *et al.*, 2016).

Este estudo sistemático permitiria perceber a evolução espaço temporal da sedimentação carbonatada na ZOM, bem como a relação entre as faunas presentes na ZOM, nos restantes terrenos Peri-Gondwanicos e nos Terrenos Peri-Laurússicos. Esta metodologia permitiria afinar os modelos paleogeográficos para o Silúrico terminal e Devónico desta zona tectonoestratigráfica tanto à escala local como regional.

No que respeita ao Domínio a Oeste da ZCPTF na região de Abrantes, apesar das diversas dúvidas e questões que permanecem por responder, parece claro que este domínio apresenta uma evolução geodinâmica distinta dos sectores a Este, que apresentam claras afinidades com a ZOM e consequentemente com o Terreno Ibérico como referido previamente. O domínio Oeste apresenta uma tectonoestratigrafia própria, sendo que todas as unidades se apresentam uma orientação grosso modo N-S, seguindo o traçado geral da ZCPTF, o que leva a propor que a evolução geodinâmica destas unidades tectonoestratigráficas se encontra condicionada por esta zona de cisalhamento litosférica. Estas unidades apresentam características tectono-metamórficas próprias, com evidências da presença de um evento de alta temperatura (e alta pressão?; Fernandez *et al.*, 2003) desenvolvido durante as fases precoces do Orógeno Varisco (Devónico), algo que a distingue dos restantes domínios do Maciço Ibérico. A presença de um

episódio magmático Silúrico-Devónico (Chaminé *et al.*, 1998; Almeida, 2013) e a existência de uma unidade de baixo grau do Devónico superior-Carbónico, com faunas de acritarcas com afinidade à Laurússia (Machado *et al.*, 2008), assente sobre as unidades de alto grau metamórfico na região compreendida entre Coimbra e o Porto, são também características únicas à escala do Maciço Ibérico, o que permite diferenciar um terreno tectonoestratigráfico com características próprias, o Terreno Finisterra. Contudo, importa referir que a idade das unidades de alto grau são discutíveis, embora sejam geralmente apresentadas como Proterozóicas. Contudo, a presença de zircões de idade câmbrica, ordovícica e silúrica nestas unidades (Almeida, 2013; Pereira *et al.*, 2010) coloca a possibilidade destas unidades serem do Paleozóico inferior, tendo sofrido um episódio metamórfico de alto grau durante o Silúrico terminal-Devónico. Esta interpretação está de acordo com os dados geocronológicos obtidos para os ortogneisses da região de Albergaria-a-Velha-Porto (Chaminé *et al.*, 1998) e para o evento metamórfico precoce nas Berlengas (Bento dos Santos *et al.*, in press).

Desta forma, embora seja claro que a evolução geológica deste Terreno é, pelo menos em parte, distinta do Terreno Ibérico, são necessários trabalhos complementares, alguns dos quais já em curso. Com efeito, destaca-se desde logo a necessidade de uma caracterização pormenorizada dos episódios metamórficos, nomeadamente o episódio de alta temperatura idade Carbónica (ca. 340-320 Ma) associada à componente transcorrente direita da ZCPTF, mas também o episódio prévio, de idade Devónica, que já foi identificado nas Berlengas e que atinge a fácies granulítica (Bento dos Santos *et al.*, in press). A caracterização do(s) episódio(s) metamórficos do Terreno Finisterra implicaria não só a caracterização dos percursos Pressão-Temperatura-Tempo para as unidades de alta temperatura, mas também as idades geocronológicas destes eventos. No que respeita à geocronologia isotópica pretende-se não só caracterizar a idade dos episódios metamórficos, mas também se possível a idade dos protólitos para- e orto-derivados contidos neste terreno; o trabalho em causa já se encontra em curso.

Outra das hipóteses a ser testada é a presença de um episódio de alta pressão Varisco no Terreno Finisterra. Este episódio está descrito quer no Mid-German Crystalline Rise (Alemanha; Scherer *et al.*, 2002) quer no Bloco de Léon (França; Paquette *et al.*, 1987), que se consideram terrenos equivalentes do ponto de vista da evolução geodinâmica do Orógeno Varisco Europeu. Na Finisterra evidências de alta pressão estão identificadas na região de Espinho, onde surgem micaxistos com granadas estiradas, mas também nas Berlengas. Este metamorfismo de alta pressão é caracterizado pela presença de rochas com características compatíveis com a fácies granulítica de alta pressão, sendo esta prévia ao evento de alta temperatura de idade Carbónica (Fernandez *et al.*, 2003; Bento dos Santos *et al.*, in press); contudo a idade deste evento é discutível.

Como referido anteriormente, estas unidades tectonoestratigráficas contidas no Terreno Finisterra apresentam um conjunto de litótipos ortoderivados (máficos e félsicos). A caracterização geoquímica destes litótipos é essencial para a compreensão dos processos activos durante o ciclo Varisco neste Terreno, tanto mais que surgem rochas ultramáficas contidas no Terreno Finisterra (Anfibolitos Olivínicos da Pedreira do Engenho Novo; Montenegro Andrade, 1977). A presença destas rochas pode resultar do processo de estiramento crustal resultante do regime geodinâmico geral descrito para as fases iniciais do Ciclo Varisco. Estes estudos de geoquímica de rocha total deveriam ser acompanhados de estudos de geocronologia isotópica com intuito de constranger temporalmente os processos de estiramento crustal presentes na Finisterra.

No que respeita à estrutura e relações geométricas entre as unidades definidas no Terreno Finisterra, os dados parecem indicar que a ZCPTF está activa desde as fases iniciais do orógeno, (algo que já havia sido enfatizado por Dias e Ribeiro, 1993), até às fases mais tardias, onde se geram zonas de cisalhamento direitas com cataclase associada. Os dados existentes parecem indicar a presença de uma importante anisotropia crustal separando dois terrenos tectonoestratigráficos distintos. Esta zona de cisalhamento é polifásica, sendo que durante as fases precoces o controlo da estrutura é escasso. Neste sentido, seria importante a cartografia estrutural sistemática e de pormenor dos sectores mais a Oeste do Terreno Finisterra, nomeadamente as ilhas das Berlengas e Farilhões, onde a influência da ZCPTF seria menor (ou mesmo inexistente), possibilitando assim a percepção da estrutura relacionada com as fases de deformação precoces deste terreno e que se relacionam com o evento metamórfico precoce. Os dados existentes para a região de S. Pedro de Tomar – Constância mostram a presença de dobras deitadas associadas a uma foliação pouco inclinada desenvolvida em gneisses e migmatitos de alta temperatura (e alta pressão?), podendo esta fase estar associada à exumação destas rochas. A segunda fase de deformação está claramente associada à transcorrência direita que caracteriza esta zona de cisalhamento. O diacronismo entre estas duas fases não está excluído, embora a segunda fase só se desenvolva junto da ZCPTF e afecte as unidades de alto grau metamórfico.

Apesar da existência de estruturas que parecem mostrar critérios com cinemática oblíqua direita-normal na região entre Ferreira do Zêzere e Abrantes, não existem evidências para que esta zona de cisalhamento funcione como um cisalhamento transtensivo durante o Ciclo Varisco. Aliás, as estruturas mais frágeis e tardias (estruturas em dominó) descritas na região de Abrantes parecem ser totalmente compatíveis com um regime transpressivo associado à componente direita. Com efeito, na região entre Albergaria-a-Velha e Porto (Fig. 1) os dados estruturais mostram a presença de um *restraining bend* associado à transcorrência direita desta

zona de cisalhamento, resultante da inflexão da direcção geral de N-S para NW-SE, enquanto na região de Ferreira do Zêzere-Abrantes a componente transcorrente direita é claramente dominante. A exumação das unidades de mais alto grau a Oeste, e a presença de uma foliação de segunda fase mergulhante para Este na região de Ferreira do Zêzere-Abrantes, denota a presença de uma subida do bloco Oeste (Terreno Finisterra) relativamente ao bloco Este (Terreno Ibérico). Embora sejam necessários mais dados, principalmente dos sectores norte, tal geometria e cinemática podem ser explicadas com um regime de transpressão triclínica de paredes inclinadas para Este (Dewey *et al.*, 1998; Lin *et al.*, 1998), com a subida de um bloco central em regime transpressivo direito, explicando assim a presença de rochas de alta temperatura na Finisterra (Fig. 1).

A análise dos dados obtidos e publicados e dos modelos propostos para a ZOM permitiram uma percepção global dos processos geológicos actuantes nesta zona paleogeográfica durante o Ciclo Varisco. Os processos actuantes durante o Paleozóico inferior levam à génese de uma sucessão estratigráfica que se pode separar numa sucessão sin-rift intracontinental que culmina com a abertura do Oceano Varisco (Rheic?) durante o Ordovício, iniciando-se então a fase de deriva (*drift*). Esta transição *rift-drift* é evidente na presença de uma discordância/paraconformidade de idade Câmbrica superior e que se faz acompanhar por intenso magmatismo na transição Câmbrico-Ordovício. As primeiras evidências geológicas que mostram o início das fases convergentes do Ciclo Varisco são do Devónico. O processo de subducção activa com início do levantamento da cadeia permanecem activos durante todo o Devónico prolongando-se até ao Carbónico, altura em que se iniciam os processos de colisão.

A presença de uma componente transcorrente esquerda paralela à direcção geral do Orógeno Varisco é geralmente aceite em todo o Maciço Ibérico (e.g. Araújo e Ribeiro, 1995; Dias e Ribeiro, 1995; Ribeiro *et al.*, 2007; Moreira *et al.*, 2010; Araújo *et al.*, 2013; Dias *et al.*, 2013; Perez-Cáceres *et al.*, 2016). Esta componente esquerda parece ser geralmente mais intensa nas fases precoces do Orógeno diminuindo de intensidade durante as fases mais tardias. Esta situação está de acordo com a presença desta componente esquerda nas zonas mais internas da Zona Sul Portuguesa e a sua ausência nos domínios mais externos, a sul, onde o processo de colisão frontal passa a dominar (Dias e Basile, 2013).

A presença desta componente não-coaxial esquerda desde as fases precoces do Varisco Ibérico contrasta com o que acontece no Maciço Armoricano onde a componente dextrógira é de idade carbónica, sendo síncrona do evento magmático principal; aqui a componente frontal é anterior à componente transcorrente direita (Audren *et al.*, 1976; Dias e Ribeiro, 1995). Em qualquer modelo de génese do arco este constrangimento temporal e estrutural deve ser tido

em atenção, algo que não tem sido tido em atenção nos modelos mais recentes para a génese do Arco Ibero-Armoricano (e.g. Gutierrez-Alonso *et al.*, 2011; Shaw *et al.*, 2012). Para além disso, os modelos mais recentes propõem ainda a existência de uma outra estrutura arqueada na Ibéria, o Arco Centro-Ibérico (e.g. Martinez-Catalan, 2011; Shaw *et al.*, 2012; Johnson *et al.*, 2013).

A discussão dos dados publicados para a Ibéria mostram que os modelos de delaminação crustal, implicando o *buckling* litosférico, não explicam satisfatoriamente as características geométricas, cinemáticas e dinâmicas do Arco-Ibero Armoricano. Estes modelos consideram o arco totalmente tardio (Carbónico) relativamente à edificação do orógeno, o que como vimos está em contradição com a componente esquerda presente desde as fases precoces do Orógeno Varisco na Ibéria. Para além disso, a análise dos dados de cariz multidisciplinar mostram que o Arco Centro-Ibérico é contestável (Dias *et al.*, 2014; 2016). Este arco, quer na sua versão “curta” (Martinez-Catalan, 2011) quer na “estendida” (e.g. Shaw *et al.*, 2012; Johnston *et al.*, 2013), não só não tem em atenção as características estruturais e litoestratigráficas gerais, como contraria o zonamento interno do Maciço Ibérico colocado em evidência desde os trabalhos de Lotze (1945). Consequentemente apresenta-se na presente dissertação um modelo de indentação como proposta de modelo para a génese do Arco Ibero-Armoricano, reformulando/fortalecendo os modelos propostos em trabalhos anteriores (e.g. Ribeiro *et al.*, 1995; Dias e Ribeiro, 1995), propondo-se um modelo evolutivo desde o Devónico até ao Carbonífero terminal–Pérmico. Após o processo de colisão entre os blocos continentais que dão origem à Pangeia, associado a um processo de transcorrência direita entre estes blocos continentais, inicia-se um último episódio de deformação associado ao Ciclo Varisco na Ibéria, geralmente designado de Tardi-Varisco (Ribeiro, 2002).

No que respeita à deformação Tardi-Varisca, apesar dos modelos existentes apresentarem cinemáticas diametralmente opostas para os cisalhamentos NNE-SSW (esquerdas – Ribeiro *et al.*, 1979; direitas – Marques *et al.*, 2002) que afectam todo o Maciço Ibérico, os dados agora apresentados mostram que a cinemática Tardi-Varisca é claramente esquerda. A maior abundância destas estruturas na ZCI pode resultar da presença de estruturas prévias de direcção N-S a NNE-SSW da terceira fase de deformação, que são reativadas durante o episódio tardi-varisco como cisalhamentos esquerdos (Ribeiro, 1974), estruturas estas que não são comuns nas restantes zonas paleogeográficas.

Os dados existentes para Abrantes e Vila Boim mostravam uma cinemática esquerda clara para os cisalhamentos NNE-SSW, contudo dúvidas permaneciam quanto à idade destes cisalhamentos. O estudo das bandas *kink* da Zona Sul Portuguesa não só mostram uma cinemática esquerda inegável das estruturas NNE-SSW, controlando a orientação geral da costa

Oeste Algarvia e Alentejana, como mostram também o desenvolvimento pontual de estruturas com o mesmo estilo de deformação e com uma relação espacial inequívoca, estas de orientação próxima do E-W e com cinemática direita. Na Zona Sul Portuguesa é possível datar este episódio de deformação como sendo Carbónico terminal a Pérmico, uma vez que estas estruturas frágeis(-dúctil) afectam os depósitos flyschóides da Formação da Brejeira de idade máxima Westefaliano D (Pereira *et al.*, 2007), mas não afectam os depósitos sedimentares Triássicos que selam temporalmente este episódio.

O estudo pormenorizado das bandas *kink* Tardi-Variscas de Abrantes e Almogrove permitiram ainda perceber os mecanismos de deformação associados à génese das bandas *kink*. Desta forma, foi possível perceber que os processos de *layer parallel shortening* e *layer parallel slip* controlam e acomodam a deformação interna das bandas *kink*. Considerando que as fronteiras das bandas *kink* se mantêm fixas durante o processo de deformação, o que está de acordo com os dados de campo, mas também com as características angulares ostentadas pelas bandas *kink* (Srivastava *et al.*, 1998), foi possível propor um gráfico de uso simples onde a projecção dos valores angulares, previamente definidos por outros autores, permite calcular o valor de encurtamento interno teórico associado às bandas *kink*.

Referências

- Abalos, B. (1992). Variscan shear-zone deformation of a late Precambrian basement in SW Ibéria: implications for Circum-Atlantic Pre-Mesozoic tectonics. *Journal of Structural Geology*, 14(7), 807-823.
- Abalos, B., Cusí, J. D. (1995). Correlation between seismic anisotropy and major geological structures in SW Iberia: a case study on continental lithosphere deformation. *Tectonics*, 14, 1021-1040.
- Almeida, N. (2013). Novos dados geocronológicos do Terreno Finisterra no Sector entre Espinho e Albergaria-a-Velha, Portugal. MsC Thesis (unpublished). University of São Paulo, 98 p.
- Araújo, A., Ribeiro, A. (1995). angular transpressive strain regime in Évora-Aracena Domain (Ossa-Morena Zone). *Boletín Geológico y Minero*, 106(2), 111-117.
- Araújo, A., Lopes, L., Pereira, M.F., Gonçalves, F., Silva, J.B., Ribeiro, A. (1994). Novos elementos sobre o carreamento de Juromenha (Elvas). *Anais da Universidade de Évora*, 4, 105-110.
- Araújo, A., Piçarra, J.M., Borrego, J., Pedro, J., Oliveira, J.T. (2013). As regiões central e sul da Zona de Ossa-Morena, in: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, J.C. (Eds.), *Geologia de Portugal (Vol. I)*, Escolar Editora, Lisboa, 509-549.
- Audren, C., Brun, J., Cobbold, P., Cogné, J., Iglésias, M., Jegouzo, P., Le Corre, C., Le Metour, J., Le Théoff, B. and Rabu, D. (1976). Données complémentaires sur la géométrie du plissement et sur les variations de forme et d'orientation de l'ellipsoïde de déformation dans l'arc hercynien ibero-armoricain. *Bol. Soc. Geol. Fr.*, 18, 757-762.
- Bento dos Santos, T., Valverde Vaquero, P., Ribeiro, M. L., Solá, A. R., Clavijo, E. G., Díez Montes, A. Dias da Silva, I. (*in press*). The Farilhões Anatectic Complex (Berlengas Archipelago). In Quesada, C., Oliveira, J.T. (Eds.), *The Geology of Iberia: a geodynamic approach*. Springer (Berlin), Regional Geology Review series.

- Boogard, M. (1983). Conodont faunas from Portugal and southwestern Spain. Part 7. A Frasnian conodont fauna near the Estação de Cabrela (Portugal). *Scripta Geologica*, 69, 1-17.
- Chaminé, H. I., Leterrier, J., Fonseca, P. E., Ribeiro, A., Lemos de Sousa, M. J., (1998). Geocronologia U/Pb em zircoes e monazites de rochas ortoderivadas do sector Espinho–Albergaria--a-Velha (Zona de Ossa Morena, NW de Portugal). In: Azeredo, A. (Eds). *Actas V Congresso Nacional de Geologia*. Comun. Inst. Geol. Min., 84 (1), B115-B118
- Dallmeyer, R.D., Quesada, C. (1992). Cadomian vs. Variscan evolution of the Ossa-Morena Zone (SW Iberia): field and ⁴⁰Ar/³⁹Ar mineral age constraints. *Tectonophysics*, 216, 339-364.
- Dewey, J.F., Holdsworth, R.E., Strachan, R.A. (1998). Transpression and transtension zones. In: Holdsworth, R.E., Strachan, R.A., Dewey, J.F. (Eds.), *Continental Transpression and Transtension Tectonics*. Geological Society, London, Special Publication, 135, 1–14.
- Dias, R., Ribeiro, A. (1993). Porto-Tomar shear zone, a major structure since the beginning of the Variscan orogeny. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 79, 29–38.
- Dias, R., Ribeiro, A. (1995). The Ibero-Armorican arc: a collisional effect against an irregular continent? *Tectonophysics*, 246 (1–3), 113–128.
- Dias, R., Basile, C. (2013). Estrutura dos sectores externos da Zona Sul Portuguesa; implicações geodinâmicas. In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, J.C. (Eds.), *Geologia de Portugal (vol. 1)* Escolar Editora, 787–807.
- Dias, R., Ribeiro, A., Coke, C., Pereira, E., Rodrigues, J., Castro, P., Moreira, N., Rebelo, J. (2013). Evolução estrutural dos sectores setentrionais do autóctone da Zona Centro-Ibérica. In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, J.C. (Eds.), *Geologia de Portugal (vol. 1)*, Escolar Editora, 73–147.
- Dias, R., Ribeiro, A., Coke, C., Moreira, N., Romão, J. (2014). Arco Ibero-Armoricano; indentação versus auto-subducção. *Comunicações geológicas*, 101 (Vol. Especial I), 261-264.
- Dias, R., Ribeiro, A., Romão, J., Coke, C., Moreira, N. (2016). A review of the Arcuate Structures in the Iberian Variscides; Constraints and Genetic Models. In: J.B. Murphy, R.D. Nance and S.T. Johnston (eds.), *Tectonic evolution of the Iberian margin of Gondwana and of correlative regions: A celebration of the career of Cecilio Quesada*, *Tectonophysics*, 681C, 170-194. DOI: 10.1016/j.tecto.2016.04.011
- Eguiluz, L., Gil Ibarguchi, J. I., Abalos B., Apraiz, A. (2000). Superposed Hercynian and Cadomian orogenic cycles in the Ossa-Morena Zone and related areas of the Iberian Massif. *Geological Society of America Bulletin*, 112(9), 1398-1413.
- El Hassani, A., Benfrika, E.M. (1995). Biostratigraphy and correlations of the Devonian of the Moroccan Meseta: a synopsis. *Bulletin de l'Institut Scientifique*, 19, 29-44.
- Expósito, I., Simancas, J. F., González Lodeiro, F., Azor, A., Martínez Poyatos D. J. (2002). Estructura de la mitad septentrional de la zona de Ossa-Morena: Deformación en el bloque inferior de un cabalgamiento cortical de evolución compleja. *Rev. Soc. Geol. Esp.* 15, 3–14.
- Fernández, F. J.; Chaminé, H. I.; Fonseca, P. E.; Munhá, J. M.; Ribeiro, A.; Aller, J.; Fuertes-Fuentes, M., Borges, F. S. (2003). HT-fabrics in a garnet-bearing quartzite from Western Portugal: geodynamic implications for the Iberian Variscan Belt. *Terra Nova*, 15 (2), 96-103. DOI: 10.1046/j.1365-3121.2003.00472.x
- Gourvenec, R., Plusquellec, Y., Pereira, Z., Piçarra, J.M, Le Menn, J., Oliveira, J.T., Romão, J., Robardet, M. (2008). A reassessment of the Lochkovian (Lower Devonian) benthic faunas and palynomorphs from the Dornes region (southern Central Iberian Zone, Portugal). *Comunicações Geológicas*, 95, 5-25.
- Gourvenec, R., Piçarra, J.M, Plusquellec, Y., Pereira, Z., Oliveira, J.T., Robardet, M. (2010). Lower Devonian faunas and palynomorphs from the Dornes Syncline (Central Iberian Zone, Portugal): stratigraphical and

paleogeographical implications. *Carnets de Géologie / Notebooks on Geology* - Article 2010/09 (CG2010_A09).

- Gutiérrez-Alonso, G., Murphy, B., Fernández-Suárez, J., Weil, A., Franco, M., Gonzalo, J. (2011). Lithospheric delamination in the core of Pangea: Sm–Nd insights from the Iberian mantle. *Geology*, 39(2), 155–158.
- Henriques, S.B.A., Neiva, A.M.R., Ribeiro, M.L., Dunning, G.R., Tajčmanová, L. (2015). Evolution of a Neoproterozoic suture in the Iberian Massif, Central Portugal: New U–Pb ages of igneous and metamorphic events at the contact between the Ossa Morena Zone and Central Iberian Zone. *Lithos*, 220-233, 43–59.
- Houicha, M., Aboussalam, Z.S., Rodríguez, S., Chopin, F., Jouhari, A., Schulmann, K., Ghienne, J.-F., Becker, R.T. (2016). Discovery of Eifelian-Frasnian corals in metamorphic rocks from the Rehamna massif (Western Meseta, Moroccan Variscan belt): biostratigraphic and paleogeographic implications. Abstract book of Geological Days of Morocco, Rabat (Morocco).
- Johnston, S., Weil, A., Gutiérrez-Alonso, G. (2013). Oroclines: thick and thin. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 125 (5–6), 643–663.
- Linnemann, U., Pereira, M.F., Jeffries, T., Drost, K., Gerdes, A. (2008). Cadomian Orogeny and the opening of the Rheic Ocean: new insights in the diachrony of geotectonic processes constrained by LA–ICP–MS U–Pb zircon dating (Ossa-Morena and Saxo-Thuringian Zones, Iberian and Bohemian Massifs). *Tectonophysics*, 461, 21–43.
- Lin, S., Jiang, D., Williams, P.F. (1998). Transpression (or transtension) zones of triclinic symmetry: natural example and theoretical modeling. In: Holdsworth, R.E., Strachan, R.A., Dewey, J.F. (Eds.), *Continental Transpression and Transtension Tectonics*. Geological Society, London, Special Publication, 135, 41–57.
- Lotze, F. (1945). Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch*, 6, 78–92.
- Machado, G., Vavrdová, M., Fonseca, P.E., Chaminé, H., Rocha, F. (2008). Overview of the Stratigraphy and initial quantitative Biogeographical results from the Devonian of the Albergaria-a-Velha Unit (Ossa-Morena zone, W Portugal). *Acta Musei Nationalis Pragae*, 64(2-4), 109-113.
- Machado, G., Hladil, J., Koptíková, L., Fonseca, P., Rocha, F. T., Galle, A. (2009). The Odivelas Limestone: Evidence for a Middle Devonian reef system in western Ossa-Morena Zone. *Geologica Carpathica*, 60 (2), 121-137.
- Machado, G., Hladil, J., Slavík, L., Koptíková, L., Moreira, N., Fonseca, M., Fonseca, P. E. (2010). An Emsian-Eifelian Calciturbidite sequence and the possible correlatable pattern of the Basal Choteč event in Western Ossa-Morena Zone, Portugal (Odivelas Limestone). *Geologica Belgica*, 13 (4), 431-446.
- Marques, F., Mateus, A., Tassinari, C. (2002). The Late-Variscan fault network in central-northern Portugal (NW Iberia): a re-evaluation. *Tectonophysics*, 359, 255-270. DOI:10.1016/S0040-1951(02)00514-0
- Martínez Catalán, J. (2011). The Central Iberian arc: implications for the Iberian Massif. *Geogaceta*, 50 (1), 7–10.
- Mateus, A., Mata, J., Tassinari, C., Rodrigues, P., Ribeiro, A., Romão, J., Moreira, N., (2015). Conciliating U–Pb SHRIMP Zircon Dating with Zircon Saturation and Ti-in-Zircon Thermometry in the Maiorga and Endreiros Granites (Ossa-Morena Zone, Portugal). X Congresso Ibérico de Geoquímica, Laboratório Nacional de Energia e Geologia, Lisboa, 38-41.
- Montenegro de Andrade, M. (1977). O Anfíbolito olivínico do Engenho Novo (Vila da Feira). *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 61, 43-61.
- Moreira, N. (2012). Caracterização estrutural da zona de cisalhamento Tomar - Badajoz - Córdoba no sector de Abrantes. MSc thesis (unpublished), University of Évora, Portugal, 225 p.
- Moreira, N., Búrcio, M., Dias, R., Coke, C. (2010). Partição da deformação Varisca nos sectores de Peso da Régua e Vila Nova de Foz Côa (Autóctone da Zona Centro Ibérica). *Comun. Geol.* 97, 147–162.
- 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. Port.* 77, 3-26.

- Paquette, J.L., Balé, P., Ballèvre, M., Georget, Y. (1987). Géochronologie et géochimie des éclogites du Léon: nouvelles contraintes sur l'évolution géodynamique du Nord-Ouest du Massif armoricain. *Bulletin de Minéralogie*, 110, 683-696.
- Perdigão, J.C., Oliveira, J.T., Ribeiro, A. (1982). Notícia Explicativa da Folha 44-B (Barrancos) da Carta Geológica de Portugal à escala 1:50 000, Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- Pereira, M.F. (1999). Caracterização da estrutura dos domínios setentrionais d Zona de Ossa-Morena e seu limite com a Zona Centro-Ibérica, no Nordeste Alentejano. PhD Thesis (unpublished), University of Évora, Portugal, 115p.
- Pereira, M.F., Silva, J.B., Chichorro, M., Ordóñez-Casado, B., Lee, J.K.W., Williams, I.S. (2012). Early Carboniferous wrenching, exhumation of high-grade metamorphic rocks and basin instability in SW Iberia: constraints derived from structural geology and U-Pb and ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology. *Tectonophysics*, 558-559, 28-44.
- Pereira, M.F., Silva, J.B., Drost, K., Chichorro, M., Apraiz, A. (2010). Relative timing of the transcurrent displacements in northern Gondwana: U-Pb laser ablation ICP-MS zircon and monazite geochronology of gneisses and sheared granites from the western Iberian Massif (Portugal). *Gondwana Research*, 17(2-3), 461-481. DOI: 10.1016/j.gr.2009.08.006
- Pereira, Z., Matos, J., Fernandes, P., Oliveira, J. T. (2007). Devonian and Carboniferous palynostratigraphy of the South Portuguese Zone, Portugal – An overview. *Comunicações Geológicas*, 94, 53-79.
- Pérez-Cáceres, I., Simancas, J.F., Martínez Poyatos, D., Azor, A., Lodeiro, F.G. (2016). Oblique collision and deformation partitioning in the SW Iberian Variscides. *Solid Earth*, 7, 857–872. DOI:10.5194/se-7-857-2016
- Piçarra, J.M. (2000). Estudo estratigráfico do sector de Estremoz-Barrancos, Zona de Ossa Morena, Portugal. Vol. I - Litoestratigrafia do intervalo Câmbrico médio?-Devónico inferior, Vol. II - Bioestratigrafia do intervalo Ordovícico-Devónico inferior. PhD Thesis (unpublished), Évora University, Portugal.
- Piçarra, J.M., Sarmiento, G. (2006). Problemas de posicionamento estratigráfico dos Calcários Paleozóicos da Zona de Ossa Morena (Portugal). In: Abstract of the VII Congresso Nacional de Geologia, vol. II, 657-660.
- Ribeiro, A. (1974). Contribution à l'étude tectonique de Trás-os-Montes Oriental. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, 24, 168 p.
- Ribeiro, A. (2002). *Soft plate tectonics*. Springer, Berlin.
- Ribeiro, A., Antunes, M.T., Ferreira, M.P., Rocha, R.B., Soares, A.F., Zbyszewski, G., Moitinho de Almeida, F., Carvalho, D., Monteiro, J.H. (1979). *Introduction à la Géologie Générale du Portugal*. Serviços Geológicos de Portugal.
- Ribeiro, A., Dias, R., Silva, J.B. (1995). Genesis of the Ibero-Armorican arc. *Geodin. Acta*, 8 (2), 173–184.
- Ribeiro, A., Munhá, J., Dias, R., Mateus, A., Pereira, E., Ribeiro, L., Fonseca, P., Araújo, A., Oliveira, T., Romão, J., Chaminé, H., Coke, C., Pedro, J. (2007). Geodynamic evolution of SW Europe Variscides. *Tectonics*, 26, 1–24.
- 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). *Comptes Rendus Geoscience*, 341(2-3), 127-139.
- Ribeiro, A., Romão, J., Munhá, J., Rodrigues, J., Pereira, E., Mateus, A., Araújo, A. (2013). Relações tectonostratigráficas e fronteiras entre a Zona Centro-Ibérica e a Zona Ossa-Morena do Terreno Ibérico e do Terreno Finisterra. In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, J.C. (Eds.), *Geologia de Portugal*, vol. 1, Escolar Editora, 439-481.
- Robardet, M., Gutiérrez-Marco, J.C. (2004). The Ordovician, Silurian and Devonian sedimentary rocks of the Ossa-Morena Zone (SW Iberian Peninsula, Spain). *J Iber Geol*, 30, 73-92.

- Romão, J., Moreira, N., Dias, R., Pedro, J., Mateus, A., Ribeiro, A. (2014). Tectonoestratigrafia do Terreno Ibérico no sector Tomar-Sardoal-Ferreira do Zêzere e relações com o Terreno Finisterra. *Comunicações Geológicas* 101(1), 559-562.
- Romão, J., Ribeiro, A., Munhá, J., Ribeiro, L. (2010). Basement nappes on the NE boundary the Ossa-Morena Zone (SW Iberian Variscides). European Geosciences Union, General Assembly, Vienna, Austria (Abstract).
- Sanchez-Lorda, M.E., Sarrionandia, F., Ábalos, B., Carracedo, M., Eguíluz, L., Gil Ibarguchi, J.I. (2014). Geochemistry and paleotectonic setting of Ediacaran metabasites from the Ossa-Morena Zone (SW Iberia). *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*, 103, 1263–1286. DOI:10.1007/s00531-013-0937-x
- Schemm-Gregory, M., Piçarra, J.M. (2013). *Astraelenia Saomamedensis* N. Sp. - a new gigantic Rhynchonellid species and its palaeobiogeographical implications for the Portalegre syncline (Central Portugal). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 119(3), 247-256.
- Scherer, E.E., Mezger, K., Münker, C. (2002). Lu-Hf ages of high pressure metamorphism in the Variscan fold belt of southern Germany. *Goldschmidt Conference Abstract 2002. Geochimica et Cosmochimica Acta Suppl.*, 66, A677.
- Shaw, J., Johnston, S., Gutierrez-Alonso, G., Weil, A. (2012). Oroclines of the Variscan orogen of Iberia: paleocurrent analysis and paleogeographic implications. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 329 (330), 60–70.
- 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.