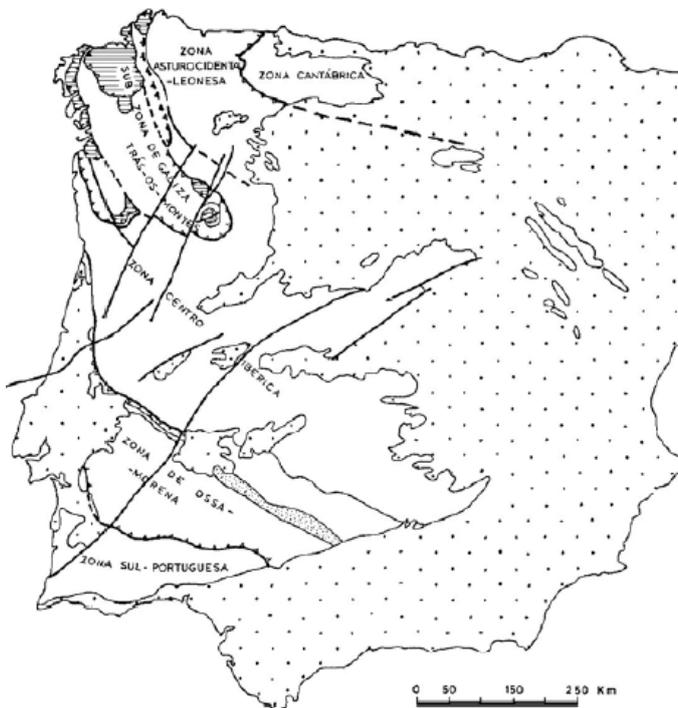


# CAPÍTULO I – MACIÇO IBÉRICO E A ZONA CENTRO IBÉRICA



M. Julivert, J.M. Fontboté, A. Ribeiro, L.E.N. Conde (1974)

*"Este Maciço Ibérico cai logo assim do céu aos  
trambalhões?"*

*R. Dias, 2014*

Como os trabalhos realizados no âmbito desta dissertação incidiram sobre um pequeno sector inserido no denominado Maciço Ibérico, também referido como Maciço Hespérico, que abrange diferentes zonas tectonoestratigráficas, de idade ante Mesozóica, ocupando uma grande parte da zona central e ocidental da Península Ibérica, apresenta-se de seguida algumas das suas características principais.

### 1. MACIÇO IBÉRICO

A primeira proposta de divisão do Maciço Ibérico é feita por Lotze (1945), propondo 6 zonas com base em aspectos essencialmente de carácter petrológico, como sejam os diferentes tipos de rochas magmáticas e metamórficas em cada zona, bem como em aspectos litoestratigráficos. Assim, este autor distingue a Zona Cantábrica, a Zona Asturoccidental-Leonesa, a Zona Galaico-Castellana, a Zona Luso Oriental-Alcúdice, a Zona de Ossa-Morena e a Zona Luso Meridional (Fig.1).

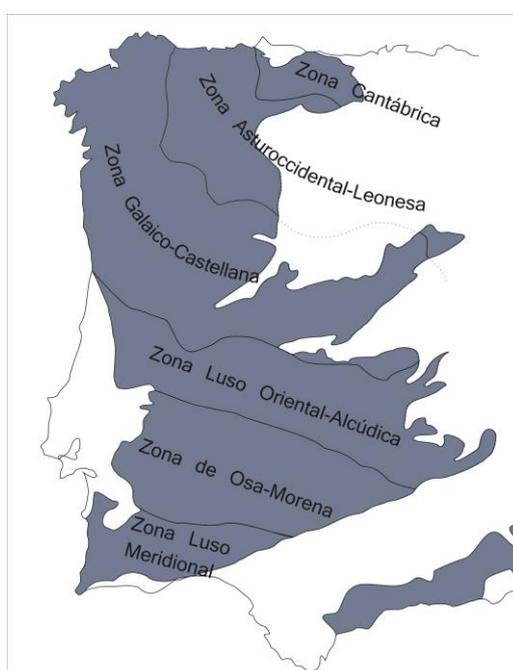


Figura 1. Divisão do Maciço Ibérico (Adaptado de Lotze, 1945).

Mais tarde, a proposta de Lotze é revista e redefinida por Julivert *et al.* (1974), propondo a divisão do Maciço Ibérico em Zona Cantábrica, Zona Asturoccidental-Leonesa, Zona Centro Ibérica (fundindo a Zona Galaico-Castellana e a Luso Oriental-Alcúdice), Zona de Ossa-Morena e Zona Sul Portuguesa (Fig. 2). Para estes autores, as Zonas correspondem a unidades alongadas paralelamente à direcção das estruturas variscas, contendo um significado essencialmente paleogeográfico; as variações de espessura e de fácies têm lugar principalmente numa direcção transversal, com menor concordância longitudinalmente. Apresentam-se de seguida, algumas características geológicas mais importantes de cada Zona.

## 1.1 Zona Cantábrica

Esta zona caracteriza-se por uma grande variedade litológica, em que discordante sobre o Pré-Câmbrico deposita-se uma sequência Câmbrica de fácies de pequena profundidade e com períodos importantes de emergência – ambientes costeiros (Julivert *et al.*, 1974). Este regime predomina no Ordovícico e no Silúrico, dando origem, essencialmente, a filitos e arenitos ferruginosos. Este regime continua durante o Devónico, sendo que no Fameniano superior ocorre uma transgressão geral. No Carbónico inferior as unidades apresentam grande uniformidade, com predomínio de filitos e calcários com nódulos, mas muito condensados em poucas dezenas de metros, enquanto no Carbónico superior dão lugar a uma sequência muito bem desenvolvida, indicando maior estabilidade. Posteriormente, e até ao Moscoviano (Carbónico superior), regista-se a diferenciação de sulcos fortemente subsidentes, com a acumulação de grandes espessuras de sedimentos de fácies de pequena profundidade ou por vezes de fácies turbidíticas (Julivert *et al.*, 1974).

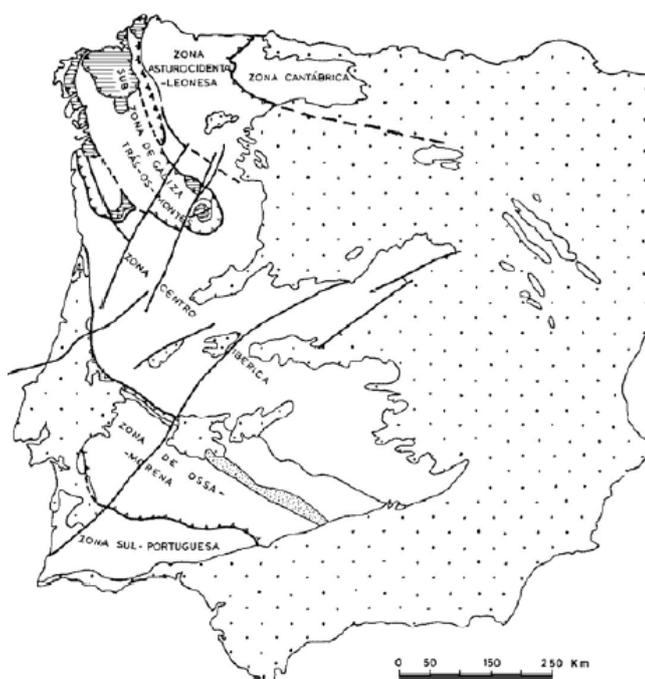


Figura 2. Modelo tectonostratigráfico proposto por Julivert *et al.* (1974).

Esta Zona forma o núcleo do arco que as estruturas Variscas descrevem na parte Norte do Maciço Ibérico (Ribeiro *et al.*, 1995). O limite ocidental desta zona é formado por uma banda de rochas pré-câmbricas que ocupam o núcleo de um grande antiforma – o antiforma de Narcea. A deformação teve carácter essencialmente superficial, em condições de muito baixo grau de metamorfismo ou mesmo nenhum, não se desenvolvendo xistosidade ou apenas muito localmente. Deste modo, a deformação concentrou-se nos planos de estratificação ou no contraste de ductilidade entre formações rochosas (Julivert *et al.*, 1974). Os trabalhos mais recentes realizados nesta zona propõem uma evolução muito recente para o arco cantábrico (Pérmico; Weil *et al.*, 2001; 2010; Gutierrez-Alonso *et al.*, 2004; Pastor-Galán *et al.*, 2012), evidenciando um estilo tectónico que é interpretado com um mecanismo de *orocline buckling, thick-skinned*, com delaminação litosférica.

## 1.2 Zona Asturocidental-leonesa

Segundo Julivert *et al.* (1974), esta Zona foi delimitada por dois antiformas, em cujo núcleo aflora o Pré-Câmbrico: o já referido antiforma de Narcea a Este e a Oeste o 'Ollo de Sapo'. Esta Zona diferencia-se da anterior, essencialmente pela espessura bem superior de sedimentos do Câmbrico e Ordovícico, dominadas por fácies detríticas de pequena profundidade. Durante o Ordovícico Superior o ambiente varia, ocorrendo deposição de fácies turbidíticas, indicando instabilidade e subsidência da bacia. Esta evolução termina no final do Ordovícico, de forma que no Silúrico a espessura das sequências é uniforme.

Segundo Marcos (1973 in Julivert *et al.*, 1974) a evolução é dada pela formação inicial de dobras com vergência para Este com xistosidade de fluxo associada, que dão lugar a dobras tombadas de grandes dimensões (e.g. Mondoñedo, Lugo), seguida da formação de grandes cisalhamentos, com cavalgamentos associados que dão lugar a uma xistosidade *strain-slip*, pouco penetrativa. A deformação culmina com a formação de dobras de superfície axial sub-vertical, associada a uma xistosidade de crenulação.

Todos estes eventos tectónicos têm lugar antes da deposição do Carbónico superior e antes da instalação dos plutões graníticos, em cujas auréolas de contacto se visualizam minerais de metamorfismo de contacto (quiazolite, por exemplo), englobando a primeira xistosidade, já crenulada (Julivert *et al.*, 1974).

## 1.3 Zona Centro Ibérica

Esta zona (ZCI) foi inicialmente definida tendo como limite Nordeste a Zona Asturocidental-leonesa e a Sul o batólito de los Pedroches e o cavalgamento de Ferreira do Zêzere, atendendo a critérios de intensidade de deformação (Julivert *et al.*, 1974). Mais recentemente, Ribeiro *et al.* (1983), Mata e Munhá (1986) e Ábalos (1992) propõem a Zona de Cisalhamento Tomar-Badajoz-Córdoba como limite Sul da Zona Centro Ibérica, sendo interpretada pelos dois últimos trabalhos como uma antiga zona de sutura Cadomiana. No entanto esta interpretação ainda não é unânime (e.g. Simancas *et al.*, 2001; 2003), sendo discutida a sua formação durante o ciclo Varisco.

Apesar da homogeneidade no que diz respeito à litostratigrafia paleozóica e à deformação varisca, Martínez Catalán *et al.* (2004) subdivide a ZCI em três domínios: o Domínio do Olho de Sapo, o Domínio do Complexo Xisto-Grauváquico e o Domínio Meridional. Em cada domínio, ocorrem algumas particularidades que os distinguem; o primeiro corresponde essencialmente a um complexo plutonovulcânico granítico, o segundo é pautado por uma espessa sequência terrígena designada inicialmente por Complexo Xisto-Grauváquico (Carrington da Costa, 1950; Teixeira, 1955) e o terceiro a unidades do Neoproterozóico superior/Câmbrico Inferior com estreita afinidade com as da Zona de Ossa-Morena (Martínez Catalán *et al.*, 2004).

Ainda que uma síntese mais detalhada seja apresentada mais à frente (subcapítulo I.2), referem-se algumas considerações importantes em relação à litostratigrafia da ZCI. A estratigrafia pré-ordovícica foi agrupada por Delgado (1905) na "Formação xistosa das Beiras", mais tarde nomeada

como Complexo Xisto-Grauváquico ante-ordovícico por Teixeira (1955) e ainda posteriormente como Supergrupo Dúrico-Beirão (Oliveira *et al.*, 1992). Estes materiais foram interpretados como do Câmbrio inferior a Précâmbrio superior, uma vez que em Espanha são reconhecidas faunas câmbrias ou calcários reconhecidamente do Câmbrio (Julivert *et al.*, 1974). O Ordovícico é mais uniforme e com espessuras moderadas. O Ordovícico Inferior está representado por um quartzito com uma espessura na ordem das centenas de metros, em que na base se identifica um conglomerado, representando a transgressão ordovícica. O Ordovícico Médio é reconhecido regionalmente com a formação de xistos a filitos negros, onde se identificam faunas de Llanvirn e de Llandeilo (Julivert *et al.*, 1974). A zona superior do Ordovícico é composta por arenitos e argilitos, e no Ordovícico Superior identificam-se níveis com calcários. Durante este período regista-se a ocorrência de vulcanismo importante associado a uma plataforma carbonatada.

A deposição no Silúrico também é bastante uniforme, assentando sobre o Ordovícico com uma lacuna estratigráfica de extensão variável. De uma forma geral, as unidades são compostas por sedimentos finos, dando origem a argilitos negros, liditos e calcários. Localmente, encontram-se evidências de vulcanismo deste período. Os materiais pós-Silúrico estão geralmente mal representados, com a preservação de Devónico apenas em núcleos de algumas dobras sinclinais.

Longitudinalmente à estruturação da ZCI ocorrem sinformas e antiformas amplos, com uma orientação NW-SE, cuja vergência varia de Norte para Sul, em que a Norte a vergência dá-se para Norte, a Sul, é vergente para Sul e na zona axial têm planos axiais subverticais, evidenciando uma *flower structure* (Ribeiro, 2013). O grau metamórfico que afecta estes terrenos é bastante variável, associado a metamorfismo de baixa temperatura e pressão intermédia (tipo Barroviano). O grau mais elevado está concentrado na zona Norte-Centro, sendo cada vez menor para Sul da ZCI (Dias *et al.*, 2013).

Julivert *et al.* (1974), atendendo às características litológicas e estruturais, definem uma subzona onde descrevem a Zona de Galiza e Trás-os-Montes, evidenciado pelo intenso vulcanismo, plutonismo, e descrevendo zonas ou faixas blastomiloníticas. No entanto, só em 1987 é que Farias *et al.* separam e individualizam as duas zonas, passando a Zona de Galícia e Trás-os-Montes a ser uma Zona tectonoestratigráfica distinta da ZCI, e constituindo em parte o seu limite a Norte, tal como a Zona Asturocidental-Leonesa.

#### 1.4 Zona de Galiza e Trás-os-Montes

Esta Zona sobrepõe-se à ZCI, consistindo, classicamente, em dois domínios (Farias *et al.*, 1987; Arenas *et al.*, 1988): sequência inferior, constituída pelos domínios xistentos (também designada como parautóctone; Ribeiro *et al.*, 1990) e a sequência superior, constituída por mantos alóctones, que não encontram mais nenhum equivalente na ZCI, e que se terão sobreposto à sequência parautoctone nas fases iniciais de pré-colisão (Arenas *et al.*, 2007).

Esta Zona estende-se do Norte da Península Ibérica, a poucos quilómetros a Este de La Coruña até à costa da Galiza, e estende-se para Sul passando um pouco a Norte de Murça e Torre de Moncorvo, mimetizado pelo grande carreamento de Trás-os-Montes (MTMT) (Ribeiro *et al.*, 1990). Na Galiza e

Asturias observam-se unidades de idade Devónica a Carbónica, numa extensão de 400 km, em que ocorre um progressivo aumento da deformação de Oeste para Este (Dallmeyer *et al.*, 1997; Ribeiro *et al.*, 2010).

No nordeste de Portugal, distingue-se, da base para o topo: Complexo de Mantos Parautóctones, Complexo Alóctone Inferior, Complexo Ofiolítico e o Complexo Alóctone Superior (Rodrigues *et al.*, 2013). O parautóctone compreende os domínios Parautóctone Inferior e Parautóctone Superior (Rodrigues *et al.*, 2003; 2006; 2013), enquanto no conjunto superior, alóctone, associam-se fragmentos de terrenos continentais e oceânicos, com histórias tectonotérmicas e estruturais distintas (Arenas *et al.*, 1986; 2007; Ribeiro *et al.*, 2007).

A estratigrafia dos domínios parautóctones é muito semelhante à do autóctone da ZCI (Rodrigues *et al.*, 2013), enquanto nos mantos alóctones se distinguem três grandes unidades, já referidas anteriormente. Nestas últimas destacam-se as sequências ofiolíticas, que são intermédias nas sequências alóctones, e que correspondem a escamas de crosta oceânica obductadas do paleo-oceano Rheic, ainda que também se faça referência a ofiolitos correspondentes a outro paleo-oceano mais pequeno, o Paleotethys (Ribeiro *et al.*, 1990; 2007; Martínez Catalán *et al.*, 1997; 2002; 2004). Esta zona, de um modo geral, corresponde assim à sutura entre a Gondwana e a Laurussia, ainda que alóctone, já que ela foi carregada sobre a ZCI.

### 1.5 Zona de Ossa-Morena

Esta zona (ZOM) está limitada a Norte pela ZCI e a Sudeste pelo cavalgamento de Ferreira-Ficalho (Julivert *et al.*, 1974). Esta zona caracteriza-se por uma grande extensão de Câmbrico e Pré-Câmbrico, com um notável desenvolvimento de vulcanismo e plutonismo segundo bandas extensas e estreitas bem individualizadas.

A ZOM é caracterizada por uma grande diversidade litológica, influenciada em grande medida pela complexa tectónica que afectou a região. As rochas mais antigas da ZOM apresentam grau metamórfico elevado, como gnaisses, anfíbolitos e migmatitos, designados como Formação de Campo Maior (Oliveira *et al.*, 1991). Esta formação aflora ao longo do eixo de maior deformação da Zona de Cisalhamento Tomar-Badajoz-Córdova (ZCTBC) e cavalga, a Nordeste e a Sudoeste, formações do Proterozóico Superior (Araújo *et al.*, 2006), com menor grau metamórfico - Série Negra (Teixeira e Gonçalves, 1980; Ribeiro *et al.*, 1979) ou Formação de Mosteiros (Oliveira *et al.*, 1991).

O Proterozóico Superior tem características muito constantes ao longo de toda a ZOM, sendo caracterizado por uma sequência onde predominam micaxistos frequentemente biotíticos com intercalações de metachertes e quartzitos negros, alguns grauvaques e anfíbolitos e raras intercalações de rochas carbonatadas (Araújo *et al.*, 2006). Este conjunto é conhecido por Série Negra, datada do Ediacárico (565 Ma; Schäfer *et al.*, 1993), ainda que tenha várias designações consoante o local em que aparece: Formação de Mosteiros, Formação de Mares e Formação de Águas de Peixe. A Série Negra passa superiormente às sequências do Câmbrico Inferior, datadas com base em acritarcos em Espanha, com uma idade mínima de ≈520 Ma (Ordóñez Casado, 1998).

O Câmbrio não é uniforme em toda a ZOM, ainda que a sucessão carbonatada seja de grande amplitude geográfica. Assim, em discordância sobre a Série Negra dispõe-se o conglomerado de base do Câmbrio e sobre este a sucessão carbonatada. Sobre as unidades carbonatadas dispõe-se uma sequência de tendência flyshóide (F. Vila Boim e F. Terrugem), permitindo datar esta sequência como câmbria (Araújo *et al.*, 2013). O Ordovício é inexistente em alguns sectores da ZOM, ainda que em alguns locais esteja representado por um conglomerado basal seguido da deposição de xistos e psamitos, algumas vezes com elevado conteúdo fossilífero. Durante o Câmbrio médio e inferior, desenvolve-se um magmatismo anorogénico, que conjuntamente com as características de sedimentação apontam para um importante processo de *rifting* (Mata e Munhá, 1990). A evolução durante o Ordovício é de afundimento da bacia, passando ao Silúrico em que ocorre inversão dessa tendência e observa-se a deposição em ambientes mais superficiais (Araújo *et al.*, 2006; 2013). No Devónico Inferior, com a sedimentação detrítica generalizada, ocorre também a deposição da sequência turbidítica da Formação de Terena, com a ocorrência de olistólitos no seu seio. Esta diferenciação na deposição é interpretada como resultado de instabilidade crustal que terá conduzido a escorregamentos gravitacionais (olistostromas). Este fenómeno é interpretado como resultado da inversão tectónica durante o Devónico Inferior-Médio, através de sedimentação sin-tectónica, terminando assim um período predominantemente extensional nesta zona (Ribeiro *et al.*, 2007; Araújo *et al.*, 2013).

### 1.6 Zona Sul Portuguesa

Esta zona (ZSP) está limitada ao SW Ibérico, desenvolvendo-se a Sul da ZOM, através do cavalgamento de Ferreira-Ficalho. Esta zona é litologicamente menos variada que a anterior, ainda que se diferenciem diferentes unidades, e caracteriza-se pela repetição rítmica de arenitos e argilitos, e localmente níveis de rochas metavulcânicas (Julivert *et al.*, 1974). A ZSP integra rochas do Paleozóico superior em diferentes domínios paleogeográficos (Silva *et al.*, 2013). Assim, distinguem-se quatro domínios principais: Domínio do Pulo do Lobo, Faixa Piritosa Ibérica, Grupo Flysch do Baixo Alentejo e Sector Sudoeste (Oliveira *et al.*, 2013).

A estrutura tectónica é caracterizada fundamentalmente por dobras relativamente apertadas, com vergência progressivamente acentuada para Sudoeste, à medida que se avança nessa mesma direcção (Julivert *et al.*, 1974). Na Faixa Piritosa às dobras associam-se cavalgamentos com vergência também para Sudoeste, sendo que por vezes chegam a ter flechas de grandes extensões (Ribeiro, 1983). Silva *et al.* (2013) interpretam a deformação observada como resultante da última fase de deformação regional, contemporânea da virgão deste segmento do Arco Ibero-Armoricano. A tectónica da ZSP é essencialmente do tipo *thin skinned* (Ribeiro e Silva, 1983 in Dias e Basile, 2013), com propagação frontal dos cavalgamentos, bem como da sedimentação do *flysch*, com um processo contínuo de interacção da deformação e da sedimentação (Dias e Basile, 2013).

No sector mais Nordeste da ZSP (o denominado sector do Pulo do Lobo) o grau metamórfico chega a alcançar a fácies dos xistos verdes (Pulo do Lobo), sendo que para Sudoeste o grau metamórfico

decrece chegando na Faixa Piritosa Ibérica à fácies da prenite-pumpelite (Munhá, 1990; Silva *et al.*, 2013).

O plutonismo está pouco representado nesta zona, estando concentrado nas zonas proximais à Zona de Ossa-Morena. A sua composição é muito variada, desde rochas básicas a ácidas, ainda que na generalidade sejam intrusões pós-tectónicas (Julivert *et al.*, 1974). É importante referir a existência do Complexo Vulcano-Sedimentar na Faixa Piritosa Ibérica, que regista episódios de vulcanismo ácido (riólitos e riodacitos) dominante sobre o básico ou intermédio, que terão sido mais intensos durante o Fameniano Superior e o Estruniano (Oliveira *et al.*, 2013), ainda que o vulcanismo possa ser mais antigo a Sudoeste, no Cercal (Rosa *et al.*, 2009).

### 1.7 Considerações finais

Considerando o seu conjunto, o segmento ibérico da cordilheira Varisca, apresenta uma orientação NW-SE, com simetria bilateral (Julivert *et al.*, 1974). Esta simetria manifesta-se principalmente pela existência de vergências opostas transversalmente ao Maciço Ibérico e pela presença em grandes extensões de terrenos mais modernos, nas zonas mais externas (Cantábrica e Sul Portuguesa), em contraste com os mais antigos, de idade Paleozóico inferior e núcleos Pré-Câmbricos, que formam essencialmente as outras zonas do Maciço. As estruturas variscas são concordantes com um arco com zona de charneira no NE Peninsular, observando-se assim que há um sector central que é marginado no lado interno por vergências centrípetas, no sentido do antepaís a ENE, enquanto que no lado externo ocorrem vergências centrífugas, ou seja, no sentido de um antepaís a WSW (Ribeiro, 2013). A Zona Centro Ibérica corresponde à zona axial da Cadeia Varisca Ibérica, a partir da qual se dispõem tanto geométrica como cronologicamente as diversas Zonas ou Unidades, sendo que o ramo centrípeta corresponde à Zona Asturocidental-Leonesa e Zona Cantábrica, enquanto que o ramo centrífuga corresponde à Zona de Ossa Morena e à Zona Sul Portuguesa (ou Terreno Sul Português, segundo Ribeiro *et al.*, 2010).

## 2. A ZONA CENTRO IBÉRICA EM MAIOR DETALHE

### 2.1 LITOSTRATIGRAFIA

As sucessões ante-ordovícicas que afloram na ZCI constituem sequências espessas de alternâncias de xistos e metagrauvaques, intercaladas pontualmente de quartzitos, metaconglomerados e carbonatos. Foi Carrington da Costa (1950) e Teixeira (1955) que atribuíram a designação de Complexo Xisto-Grauváquico ante-ordovícico a esta sucessão, que logo em 1987 foi renomeada por Sousa e Sequeira (1987-89) em Supergrupo Dúrico-Beirão. Neste Supergrupo estão divididos o Grupo do Douro e o Grupo das Beiras, em que o Grupo do Douro está melhor representado a norte, ao longo do rio Douro (Sousa, 1982) e o Grupo das Beiras, a sul do alinhamento S. João da Madeira, Viseu e Serra da Malcata (Oliveira *et al.*, 1992). Sobre este Supergrupo sobrepõem-se em discordância ângular ou paraconformidade o Grupo de Vale de Grou ou a Formação do Quartzito Armoricano, nas Beiras (Romão, 2000) ou do Grupo Vale de Bojas, no Douro (Coke, 2000). A idade

da sucessão ante-inconformidade vai do Ediacárico terminal ao Câmbrico inferior, inferida com base na presença de *Cloudina* e de trilobites e icnofósseis, a base e topo da sucessão respectivamente (Jensen *et al.*, 2007).

Esta sucessão caracteriza-se por uma evolução prolongada no tempo e por litofácies geralmente de cariz turbidítico, que resultaram de modelos de enchimento progressivo de leques submarinos, com desenvolvimento a NE na região do Douro (Sousa, 1982) e a SW na região de Envendos-Rosmaninhal (Romão, 2000).

Vários trabalhos de correlação entre a ZCI e a ZOM têm sido realizados, e tanto López-Guijarro *et al.* (2008) como Solá *et al.* (2011) concordam que a ZCI e a ZOM tiveram uma evolução conjunta durante a deposição do Supergrupo Dúrico-Beirão e da Série Negra, respectivamente, apoiando-se em dados de proveniências de zircões e de isótopos de Sm-Nd, resultando numa afinidade pelo cratão Oeste Africano. Ainda assim, Solá *et al.* (2011) ressaltam a existência de algumas distinções, indicando que as duas bacias tinham fontes de alimentação ligeiramente distintas. Trabalhos mais recentes (Martins *et al.*, 2012) têm demonstrado que a população de zircões detríticos do Grupo do Douro tem maior afinidade com uma origem na periferia do Domínio Amazónico, ainda que tal possa ser interpretado como extenso transporte por sistemas fluviais até ao cratão Oeste Africano, como proposto por Díez Fernández *et al.* (2010).

### 2.1.1 Supergrupo Dúrico-Beirão

#### 2.1.1.1 Grupo das Beiras

Será apenas feita uma breve referência das unidades principais deste Grupo, apenas por uma questão de referência e enquadramento à litostratigrafia da ZCI, pois a área em estudo não se enquadra no Grupo das Beiras (Ribeiro, 2001; Meireles *et al.*, 2006).

O Grupo das Beiras foi definido por Sousa (1982), Silva *et al.* (1988) e retomado mais tarde por Sequeira (1991; 1993). Estes autores consideram o Grupo das Beiras dividido em quatro unidades, da base para o topo: a F. Malpica do Tejo, a F. Ribeira de Arades, a F. Carril das Travessas e a F. Cabeço das Popas. Sousa e Sequeira (1993) interpretam o Grupo das Beiras como sendo um pouco mais antigo do que o Grupo do Douro, ainda que Oliveira *et al.* (1992) interprete que as duas bacias evoluíram contemporaneamente, o que é suportado por dados geocronológicos recentes obtidos por Neiva *et al.* (2013) que interpretam Douro e Beiras como bacias síncronas. No entanto, Villaseca *et al.* (2014), com dados em isótopos de Nd, apontam para uma idade ligeiramente superior para o grupo do Douro em relação às Beiras, e sugerem que as duas bacias estariam separadas desde o começo da sedimentação, propondo a sua separação parcialmente coincidente com a Zona de Cisalhamento de Juzbado-Penalva do Castelo.

Sousa (1982) identifica como característica do Grupo das Beiras a ausência de rochas calco-silicatadas, que são abundantes no Grupo do Douro. Solá *et al.* (2011) obtêm uma idade máxima de deposição para a formação datada do Grupo das Beiras entre  $578 \pm 4.7\text{Ma}$  e  $562 \pm 6\text{Ma}$ , através do método U-Pb em zircões detríticos de grauvaques, na região de Penacova. Aparentemente, o

membro/formação datado poderá não corresponder à base do Grupo, ainda que não hajam referências claras neste trabalho.

### 2.1.1.2 Grupo do Douro

Neste Grupo foram inicialmente distinguidas seis unidades litostratigráficas (Sousa, 1982), que foram refinadas por Sousa e Sequeira (1989). Recentemente, Dias da Silva (2013) reconhece uma nova unidade, integrando-se como uma sétima unidade, ainda que a sua relação com a F. de São Domingos não esteja bem definida. Em 1985, Silva e Ribeiro constataram a existência de um carreamento importante, o carreamento da Sr<sup>a</sup>. do Viso, que duplica a sequência, e assim subdividem o Grupo do Douro na sequência autóctone (F. de Bateiras, F. da Ervedosa do Douro) e na sequência alóctone (F. de Rio Pinhão, F. de Pinhão, F. da Desejosa e F. de São Domingos; Fig.3). Silva e Ribeiro (1985) propõem que a F. de Rio Pinhão e a F. de Pinhão sejam consideradas equivalentes laterais, mas alóctones, da F. de Bateiras e da F. Ervedosa do Douro. Através de trabalhos de datação isotópica U/Pb em zircões detríticos, obtiveram-se idades máximas de deposição para a base de Ediacárico terminal e para o topo de Câmbrico inferior (Talavera *et al.*, 2012 e Martins *et al.*, 2012). Com base nas estimativas de Romão *et al.* (2005), a espessura total para as sequências alóctones aproxima-se dos 500 m, enquanto que as autóctones aproximam-se dos 1000 m, num total de 1500 m de sequência no Grupo do Douro.

#### SEQUÊNCIA AUTÓCTONE

##### F. de Bateiras (Ba)

Esta formação é constituída por dois membros: Membro superior, caracterizado pela presença de calcários, filitos cinzentos e metagrauvaques, e Membro inferior constituído por filitos negros grafitosos e metagrauvaques (Silva e Ribeiro, 1991). Os calcários cristalinos ou mármore são fundamentalmente dolomíticos, dispendo-se em bancadas de 2 a 5 cm de espessura. A espessura total mínima desta formação deverá ascender aos 500 - 800 ± 100m (Sousa, 1982). Devido à ausência de conteúdo fossilífero, a idade desta formação ainda não é unânime, ainda que em trabalhos recentes (Talavera *et al.*, 2012) se atribua como idade máxima de deposição o Ediacárico terminal.

##### F. de Ervedosa do Douro (Er)

Esta é considerada como uma formação constituída por alternâncias de filitos cloríticos verdes, com leitões de metaquartzovaques e quartzofilitos de tonalidades claras, esverdeadas, em que nos níveis superiores se notam impregnações de magnetite (Sousa, 1982). Esta formação contacta com a anterior estratigraficamente, e com a Fm. de Rio Pinhão tectonicamente através do carreamento sin-sedimentar da Sr<sup>a</sup> do Viso. A espessura estimada para esta unidade é de 550 ± 100m (Sousa, 1982; Silva e Ribeiro, 1991).

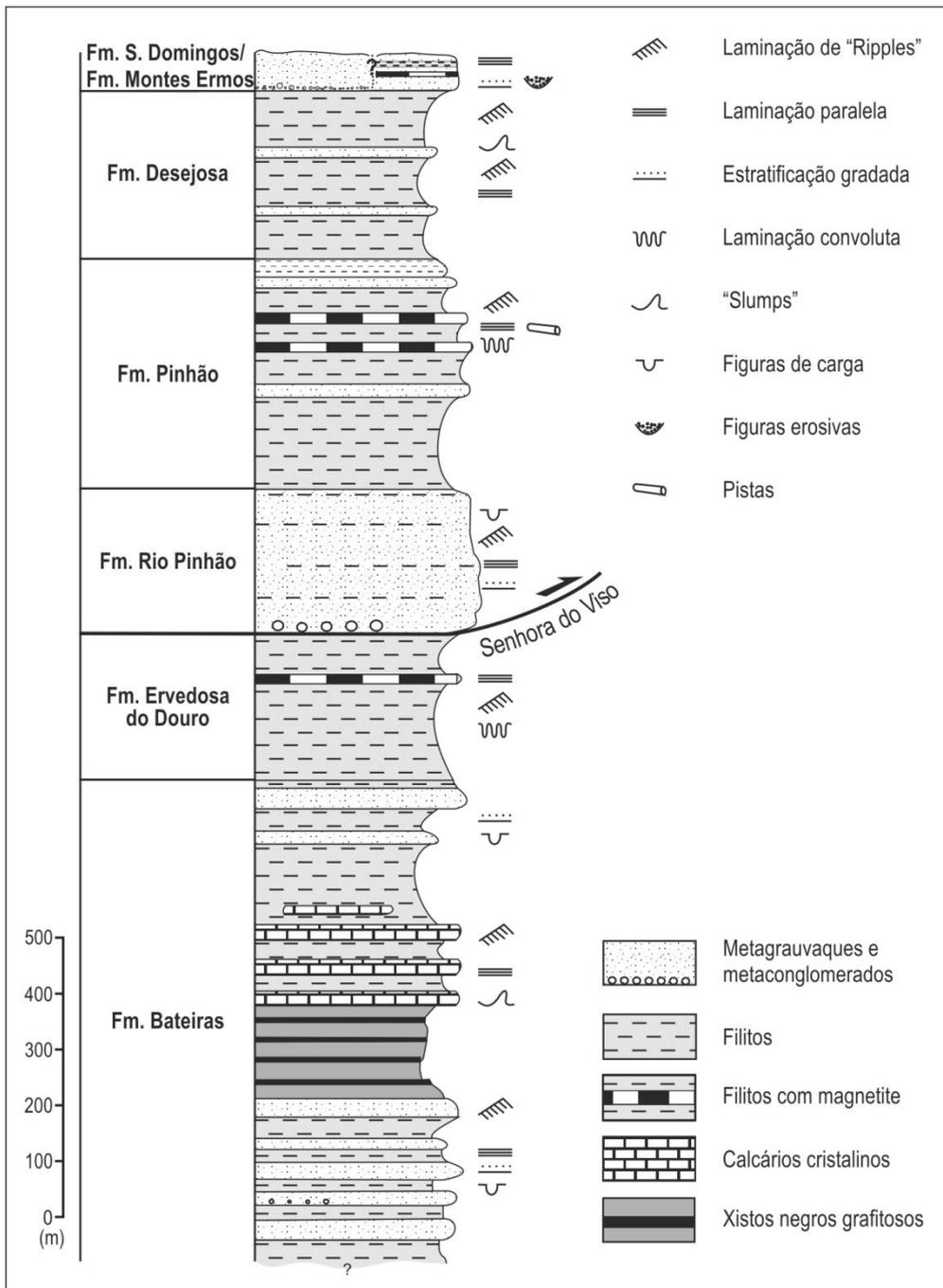


Figura 3. Sequência estratigráfica do Grupo do Douro. Adaptado de Dias *et al.* (2013).

## SEQUÊNCIA ALÓCTONE

### F. de Rio Pinhão (Ri)

Nesta formação são identificados metagrauvaques, quartzo-filitos, filitos, por vezes grafitosos, calcários cristalinos e corneanas calcosilicatadas com porfiroblastos de cordierite, andaluzite e

granada (Sousa, 1982). Em Freixo de Espada à Cinta a espessura desta unidade fica-se pelos 85 m, ocorrendo em retalhos no meio dos granitóides (Silva e Ribeiro, 1994), enquanto que em Vila Nova de Foz Côa se estimaram  $900 \pm 100\text{m}$  (Silva e Ribeiro, 1991), sendo por isso a sua espessura muito variável.

#### F. de Pinhão (Pi)

As características desta formação são muito idênticas às encontradas na formação de Ervedosa do Douro, com bancadas de metagrauvaques na base que dão lugar a uma alternância de filitos cloríticos verdes e metaquartzovaques, dando lugar a níveis milimétricos de siltitos esbranquiçados em alternância com níveis pelíticos mais escuros e mais espessos a topo (Sousa, 1982). Além da ritmicidade filito/metaquartzovaque que caracteriza esta formação, há ainda referência à existência de estruturas de lâminação oblíqua, convoluta e de carga. A passagem desta formação para a Fm. de Desejosa é estratigráfica, como já referido, e gradual. A espessura estimada para esta formação em Vila Nova de Foz Côa é de  $700 \pm 100\text{m}$  (Silva e Ribeiro, 1991), enquanto em Freixo de Espada à Cinta a espessura máxima é de apenas  $250 \pm 50\text{m}$  (Silva e Ribeiro, 1994).

#### F. de Desejosa (De)

Esta formação é relativamente homogénea, apresentando um aspecto listrado, devido aos ritmos de alternância de filitos escuros com finos leitos centimétricos a milimétricos de psamitos esbranquiçados, com os quais se intercalam bancadas de calcossilicatadas (Silva e Ribeiro, 1991). Em algumas localidades distinguem-se frequentes intercalações com rochas calcossilicatadas, especialmente metagrauvaques. Pinto (1984 in Silva e Ribeiro, 1991; 1994) refere a presença de epidósitos associados a essas rochas calcossilicatadas. Na formação da Desejosa são frequentes estruturas sedimentares (*e.g.* figuras de carga, estratificação gradada e mais raramente *slumps* e laminação convoluta) a que se associam trilobites, ainda que mal conservadas, com idade câmbrica atribuída (Rebelo, 1983; 1985 in Silva e Ribeiro, 1991). A espessura desta formação poderá ascender aos  $800 \pm 100\text{ m}$  (Silva e Ribeiro, 1991). Silva e Ribeiro (1985) discutem a autoctonia/aloctonia desta formação, mas sugerem que a deposição da Fm. de Desejosa foi controlada por instabilidades geradas pela instalação das Fm. de Rio Pinhão e de Pinhão para cima da Fm. de Ervedosa do Douro. Estes autores põem assim a hipótese da Fm. da Desejosa ser relativamente autóctone, corroborado pela passagem gradual à Fm. de São Domingos. Com a identificação de fósseis de *Teichichnus rectus* e *Rosselia sociales* nesta unidade (Dias da Silva, 2013), o topo desta formação é de idade Câmbrico série 3.

Esta formação é tida como equivalente da F. da Excomungada, pertencente ao Grupo Arda-Marofa, que está presente na área em estudo (Ribeiro, 2001).

## F. Montes Ermos

Esta formação foi recentemente descrita por Dias da Silva (2013), correspondendo a uma sequência turbidítica regressiva, a topo da Fm. da Desejosa (Fig. 3). Esta formação foi apenas identificada em dois locais: Freixo de Espada à Cinta e Mazouco, com uma espessura estimada em 150 m. A base desta formação é perfeitamente concordante com o topo da formação anterior, pelo que esta lhe sucede em concordância. Esta sequência turbidítica corresponde a níveis de arenitos finos intercalados com argilitos e por vezes com níveis de óxidos de ferro. Não foram identificados fósseis, pelo que a idade desta formação fica limitada entre a Fm. da Desejosa a muro e a base do Ordovícico.

## F. de São Domingos

Esta formação é reconhecida em alguns locais a topo do Grupo do Douro, estando representado por metaconglomerados. Esta formação foi identificada sempre a topo da F. da Desejosa, não se reconhecendo a sua correlação com a F. Montes Ermos, devido ao carácter local de ambas formações. Idades isotópicas através do método U/Pb (Martins *et al.*, 2012), obtidas em zircões detríticos nesta formação, apontam para uma idade máxima de deposição de  $524 \pm 20$  Ma, ou seja, Câmbrico inferior.

### 2.1.2 Ordovícico

Atendendo às variadas sequências que são descritas nos vários sectores da ZCI, para unidades desta idade, preferiu-se, por este se tratar de um trabalho de índole essencialmente petrográfica e geoquímica, não se proceder a uma análise exaustiva entre os diversos sectores e formações ordovícicas desta Zona. Assim, serão enfatizadas as características das formações que são identificáveis em Figueira de Castelo Rodrigo e a sua correlação com as identificadas por Sá *et al.* (2005) para Trás-os-Montes (Fig. 4).

## F. Vale de Bojas

Sobre a F. Desejosa deposita-se em inconformidade, ora por discordância ora por paraconformidade, a Formação Vale de Bojas, de idade Arenigiano inferior a médio (Sá *et al.*, 2005). Estes autores definem dois novos membros da base para topo: Membro Bojas e Membro Freitas, que Silva e Ribeiro (1991) tinham definido como F. Quinta da Ventosa e F. São Gabriel, respectivamente, e que estão agora em desuso.

O limite inferior desta formação é marcado por um primeiro nível conglomerático sobre a F. Desejosa e o superior é marcado pelo contacto com a bancada areno-quartzosa, rica em fósseis de obolídeos e skolithos (Sá *et al.*, 2005; Fig. 4)).

A formação é caracterizada por uma notória variação lateral de fácies, sendo no entanto comum o carácter mais conglomerático poligénico a muro que a topo se torna mais areno-siltítico. Também é mais frequente a intercalação dos níveis vulcanosedimentares característicos da formação a muro e que se torna menos frequente para topo (Sá *et al.*, 2005).

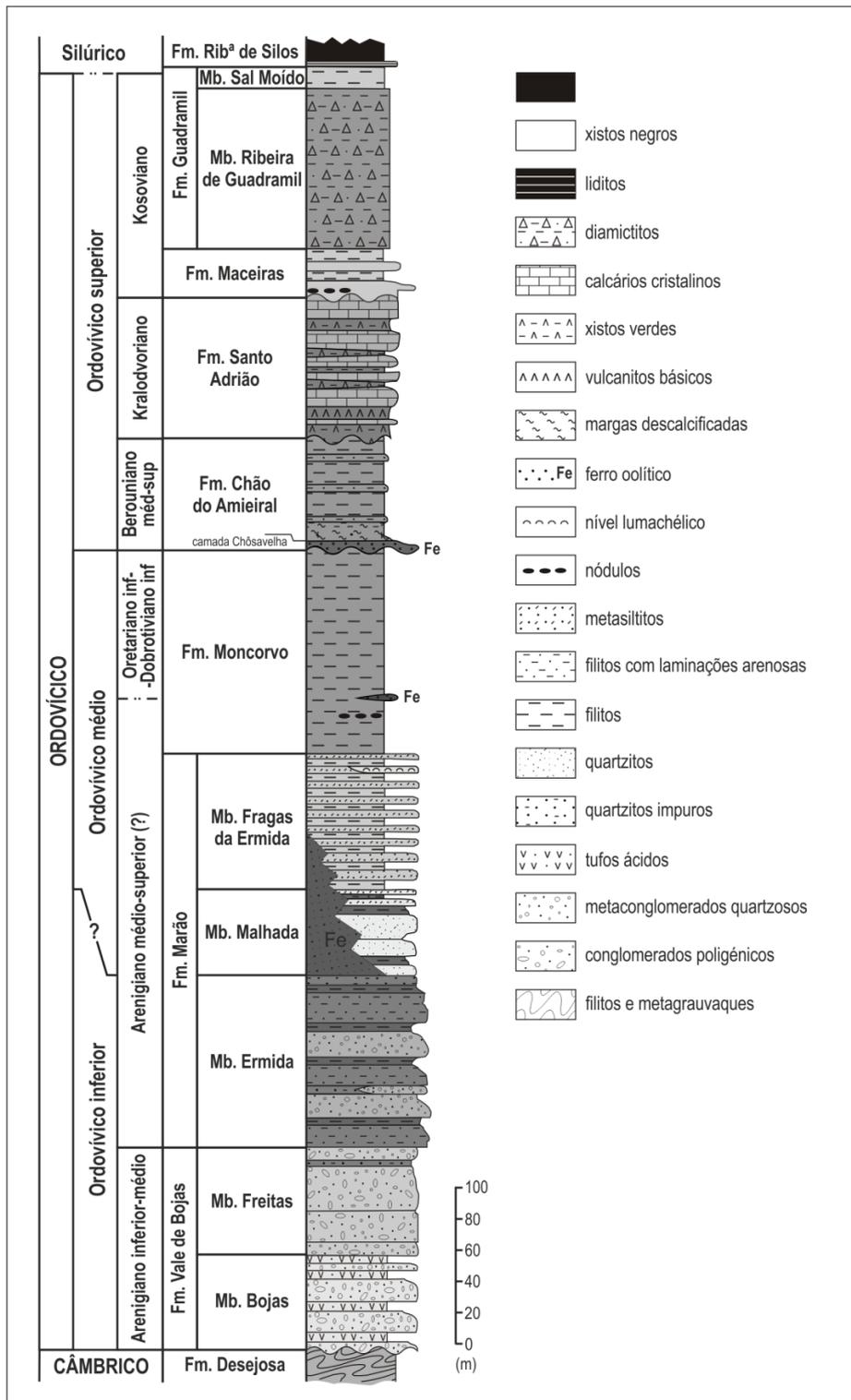


Figura 4. Sequência estratigráfica ordovívica do Grupo Trás-os-Montes. Adaptado de Sá *et al.* (2005).

Esta unidade não é aparentemente evidente no sector em análise, mas devido à sua importância em termos da estratigrafia regional, foi propositadamente referida.

#### F. Poiães-Castelo Rodrigo (O<sub>PC</sub>)

Ribeiro e Rebelo (1971) definiram a formação quartzítica em Moncorvo, sendo que posteriormente (Ribeiro, 2001) surgiu duas formações em vez desta: F. Poiães-Castelo de Rodrigo e F. de Santo Antão. A designação informal de Poiães-Castelo Rodrigo é correlacionável com a F. Santa Justa de Valongo (Meireles *et al.*, 2006) e por isso correlacionável com a Formação do Marão, definida por Sá *et al.* (2005).

Na Marofa, Meireles *et al.* (2006) caracterizam esta formação pelo nível de conglomerado grosseiro na base e os quartzitos maciços, puros, que para topo passam a quartzitos e xistos carbonosos.

Através de ID-TIMS pelo método U-Pb em zircão, Gutiérrez-Alonso *et al.* (2007) datam o quartzito armoricano, equivalente desta formação, com  $477.47 \pm 0.93$ Ma, topo do Ordovícico Inferior. Esta datação está de acordo com Sá *et al.* (2005), que apontam uma idade Arenigiano médio (actualmente o Floiano).

#### F. de Santo Antão (O<sub>SA</sub>)

Esta formação inicialmente designada como F. Xistenta (Ribeiro, 2001), foi redefinida informalmente e correlacionada à F. Valongo (Meireles *et al.*, 2006) e logo é correlacionada com a Formação de Moncorvo definida por Sá *et al.* (2005) e de idade Oretaniano inferior a Dobrotiviano inferior. Esta formação é essencialmente constituída por litologias filitosas, filitos cinzento a negros, uma sequência de xistos ardosíferos monótonos (Meireles *et al.*, 2006).

#### F. Sobrido

Meireles *et al.* (2006) individualizam uma nova formação a topo da F. Santo Antão, correlacionável com a F. de Sobrido de Valongo, e assim correlacionável com a Formação de Guadramil, de idade Kosoviano (Sá *et al.*, 2005). Na Marofa distinguem dois membros: o Membro inferior, que corresponde a uma barra quartzítica com 50cm a 2m, e um Membro superior constituído por filitos negros, gresofilitos carbonosos e diamictitos com espessura difícil de estimar devido à deformação.

### 2.1.3 Silúrico

#### F. dos Xistos Inferiores (S<sub>1</sub>) ?

Meireles *et al.* (2006) fazem ainda referência à possibilidade de se poder ainda diferenciar, a topo da sucessão Ordovícica, uma formação com filitos negros, em que na base se observa *in situ* um boudin de lidito. Ela é, no entanto, de fraca representatividade, pelo que nem os autores postularam a definição informal da mesma.

## 2.2. PLUTONISMO

Segundo Azevedo e Valle Aguado (2006) a ZCI é o segmento da cadeia Varisca Europeia onde as rochas graníticas afloram em maior extensão e com uma maior diversidade tipológica. Azevedo e Valle Aguado (2013) fazem uma síntese detalhada à origem e instalação dos granitóides variscos, que é aqui seguida em grande parte.

Os granitóides variscos da ZCI foram alvo de vários estudos primordiais realizados por Oen (1970), Capdevilla e Floor (1970), Capdevila *et al.* (1973) e Ferreira *et al.* (1987), tendo sido posteriormente alvo de inúmeros estudos de detalhe. Capdevilla e Floor (1970) e Capdevila *et al.* (1973) foram responsáveis por diversas tentativas de classificação e organização dos granitóides com base nas suas características petrográficas e geoquímicas: *os granitóides de duas micas*, que se relacionam com migmatitos e áreas de alto grau metamórfico e *os granodioritos e granitos biotíticos calco-alcalinos* (sin- e tardi-pós-cinemáticos), geralmente associados a rochas ígneas máficas e intermédias (Azevedo e Valle Aguado, 2013). Outras classificações tinham já sido propostas por Oen (1970) em que os granitóides variscos do norte estavam divididos em dois grupos com base em critérios tectonometamórficos: os granitos *Older* (mais antigos) e os granitos *Younger* (mais recentes).

Ambas as classificações apresentam um ponto de concordância pois o grupo dos granitos *Older* inclui a série dos granitos de duas micas e alguns granitóides da série calco-alcalina, e o grupo dos granitos *Younger* é representado por granodioritos e granitos biotíticos, tardi-pós-cinemáticos da série calco-alcalina (Azevedo e Valle Aguado, 2013).

Com base em relações temporais com a deformação, Ferreira *et al.* (1987) subdividem os granitóides variscos em quatro grandes grupos: ante-D<sub>3</sub>, sin-D<sub>3</sub>, tardi-D<sub>3</sub> e pós-D<sub>3</sub>, deixando todas as intrusões com idades mais antigas como pré-variscas.

Os granitóides sin-D<sub>3</sub> constituem extensos complexos batolíticos, ao contrário dos ante-D<sub>3</sub>, e incluem a maior parte dos granitos e leucogranitos peraluminosos de duas micas, e com menor realce os granodioritos e os granitos biotíticos. Enquanto isso, os granitóides tardi-pós-D<sub>3</sub> formam frequentemente maciços compósitos zonados (Azevedo e Valle Aguado, 2013), envolvidos por auréolas de metamorfismo de contacto. São aqui incluídos os granodioritos e granitos biotíticos não deformados, fraca a moderadamente peraluminosos, associando-se muitas vezes rochas de composição básica a intermédia. Aqui também são incluídos granitos biotítico-moscovíticos e de duas micas, cuja instalação é tardia ou posterior à D<sub>3</sub>.

Com base na compilação e reinterpretação de dados de geocronologia utilizando o sistema isotópico U-Pb em zircões e monazites (Almeida *et al.*, 1998; Martins *et al.*, 2002; Azevedo *et al.*, 2005; Valle Aguado *et al.*, 2005; Antunes, 2006; LNEG, 2010) é possível distinguir dois grandes ciclos de actividade magmática plutónica varisca na ZCI, um com a instalação dos granitóides sin-D<sub>3</sub> (≈ 330-310 Ma) e outro com a dos granitóides tardi-pós-D<sub>3</sub> (≈ 310-290 Ma).

Azevedo e Valle Aguado (2013) fazem uma síntese, resultante da compilação de todos os trabalhos realizados por diversos autores e pelas mesmas em vários maciços nas Beiras, que engloba quatro séries principais: i – série dos granodioritos e granitos biotíticos sin-D<sub>3</sub> precoces; ii – série dos

leucogranitos e granitos de duas micas sin-D<sub>3</sub>; iii – série dos granitos biotíticos tardi-pós-D<sub>3</sub> e rochas básicas associadas; iv – série dos granitos biotítico-moscovíticos tardi-pós-D<sub>3</sub> (tabela 1).

*Características principais das séries do Batólito das Beiras (Azevedo e Valle Aguado, 2013: Fig. 5)*

i) Granodioritos e granitos biotíticos sin-D<sub>3</sub>

Estes granitos são constituídos por quartzo (20-30%), plagioclase An<sub>34-18</sub> (30-35%), feldspato potássico (≈20%) e biotite (<10%) ± moscovite, apatite, zircão, monazite e opacos. É referida a presença de andalusite e sillimanite restíticas, bem como a presença de encraves máficos microgranulares. Dados de geocronologia U-Pb nos maciços de Maceira e Casal Vasco permitiram a Valle Aguado *et al.* (2005) datar a instalação destes granitóides em 314 ± 5Ma e 311 ± 1Ma, respectivamente. As suas composições variam de ligeiramente peraluminosas a fortemente peraluminosas, com razões Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> baixas e razões CaO/Na<sub>2</sub>O elevadas. As características destes granitóides podem ser explicadas por fusão parcial de protólitos metaígneos e/ou metassedimentares da crosta inferior ou por hibridização entre magmas gabróticos derivados do manto com líquidos anatéticos de origem crustal. Dias *et al.* (2010) fazem a compilação de datação geocronológica de diversos granitóides (Refeios do Lima, Sameiro, Felgueiras, Lamego e Ucanha-Vilar) e com novos dados U-Pb em zircões e monazites constrangeram a idade destes entre 318 ± 3Ma para o mais antigo (Lamego) e 315 ± 5Ma para o mais recente (Ucanha-Vilar).

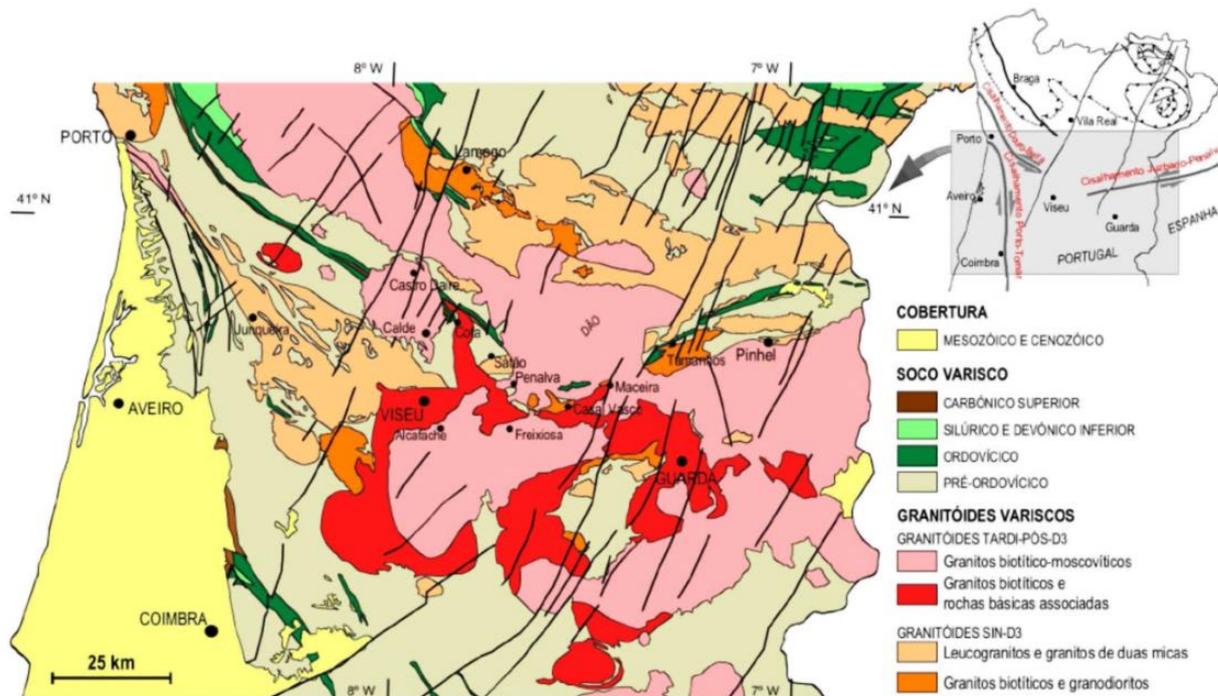


Figura 5. Esquema geológico simplificado do Batólito das Beiras, com a distribuição dos granitóides variscos (Azevedo e Valle Aguado, 2006, modificado de Azevedo *et al.*, 2005).

## ii) Leucogranitos e granitos de duas micas sin-D<sub>3</sub>

Estes autores utilizaram o maciço da Junqueira como representante deste grupo, sendo que este maciço corresponde a um complexo intrusivo mesozonal no núcleo de um antiforma de terceira fase da Faixa Metamórfica Porto-Viseu. A fácies dominante apresenta textura granular de grão médio e uma associação mineralógica com quartzo (27-35%), plagioclase An<sub>7-4</sub> (22-35%), feldspato potássico peritítico (15-30%), moscovite (6-12%) e biotite (2-8%), ± sillimanite, apatite, zircão, monazite e ilmenite. A presença de aluminossilicatos restíticos e de encraves metassedimentares apoiam a sua inclusão no grupo dos granitos de anatexia crustal. Com base na geocronologia U-Pb de microfracções de monazite obtiveram idades de 307.8±0.7Ma (Valle Aguado *et al.*, 2005). O carácter sin-cinemático é dado pela existência de um *fabric* de fluxo magmático com direcção NW-SE, que nas proximidades à Zona de Cisalhamento Porto-Tomar transita para uma foliação NNW-SSE. Estes granitóides apresentam um carácter fortemente peraluminoso (A/CNK = 1.15-1.5), com teores em sílica entre 71-74%. As razões CaO/Na<sub>2</sub>O e Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> são compatíveis com uma fonte pelítica pobre em feldspato. A estreita associação destes granitóides e os migmatitos da cintura metamórfica Porto-Viseu apontam para fusão incongruente de metassedimentos hidratados, semelhantes aos metapelitos e metagrauvaques do Supergrupo Dúrico-Beirão. Já no Maciço compósito de Cabeceiras de Basto, Dias *et al.* (2010) apresentam valores de 311 Ma com base em datação U-Pb em zircões.

## iii) Granitos biotíticos tardi-pós-D<sub>3</sub>

O maciço de Cota-Viseu é parte integrante de um maciço compósito de grande extensão no centro de Portugal, sendo um dos principais representantes do seu grupo. Estes granitos porfiróides associam-se a pequenos corpos intrusivos de rochas básicas a intermédias, de instalação síncrona e com um envolvimento em processos de mistura de magmas (Azevedo e Valle Aguado, 2013). Este maciço é constituído por megacristais de feldspato potássico dispersos numa matriz de quartzo, plagioclase An<sub>15-32</sub>, feldspato potássico e biotite ± apatite, zircão, monazite, ilmenite e xenótimo. A idade deste granito (306 ± 9Ma) foi obtida com base no método U-Pb em monazites (Valle Aguado *et al.*, 2005). No seu conjunto, as unidades intrusivas deste batólito permitem definir curvas evolutivas com afinidades calco-alcálicas e com termos metaluminosos (A/CNK <1.0) a ligeiramente peraluminosos (A/CNK = 0.9-1.12). Assim, os primeiros estádios de evolução magmática deverão ter sido controlados pela fraccionação de plagioclase, ortopiroxena e clinopiroxena, tendo então o líquido magmático evoluído, dando origem a plagioclase, clinopiroxena, anfíbola, biotite e em fases mais avançadas de evolução, a plagioclase, biotite e feldspato potássico. Esta evolução envolve extensa interacção entre magmas gabróicos mantélicos e líquidos félsicos de anatexia crustal, pautados por cristalização fraccionada de associações minerais, cuja composição se vai modificando durante o processo. Também Dias *et al.* (2010) referem idades de 300 ± 1Ma para o maciço de Briteiros com base em datação U-Pb em zircões e monazites.

## iv) Granitos biotítico-moscovíticos tardi-pós-D<sub>3</sub>

Em toda a ZCI estão representados estes granitos, sendo que Azevedo e Valle Aguado (2013) analisaram os maciços de Alcafache-Freixiosa e do Dão, que se caracterizam por uma associação de quartzo (26-32%), feldspato potássico (25-35%), plagioclase An<sub>1-28</sub> (25-33%), biotite (4-6%) e moscovite (2-5%). De uma forma geral não apresentam encraves, embora sejam referidos ocasionais *schlieren* biotíticos e de pequenos encraves de origem ígnea e/ou metassedimentar. As idades determinadas foram realizadas com base no sistema Rb-Sr em rocha total, obtendo-se idades entre 287 ± 7Ma e 295 ± 10 Ma (Azevedo e Nolan, 1998 *in* Azevedo e Valle Aguado, 2013). Estes granitos são do tipo peraluminoso, ainda que se observe uma sobreposição composicional com os granitóides da série iii), o que segundo Azevedo e Valle Aguado (2013) poderá ser interpretado como estes serem o resultado da evolução por cristalização fraccionada dos granitóides biotíticos tardi-pós-D<sub>3</sub>.

Tabela 1. Quadro síntese com as séries de granitos da Zona Centro Ibérica, suas idades e tipo, com base em datações de Teixeira *et al.* (2008; ID-TIMS), Dias *et al.* (2010), Neiva *et al.* (2011; SHRIMP e ID-TIMS) e Azevedo e Valle Aguado (2013).

	GRANODIORITOS E GRANITOS BIOTÍTICOS SIN-D <sub>3</sub>	LEUCOGRANITOS E GRANITOS DE DUAS MICAS SIN-D <sub>3</sub>	GRANITOS BIOTÍTICOS TARDI-PÓS-D <sub>3</sub>	GRANITOS BIOTÍTICO-MOSCOVÍTICOS TARDI-PÓS-D <sub>3</sub>
IDADE (Ma)	311 ± 1; 318 ± 3; 320 ± 2.7	307 ± 0.7; 311; 309 ± 1.8	300 ± 1; 306 ± 9; 302 ± 0.7; 301±2.2	287 ± 7; 295 ± 10; 297 ± 3.1; 293 ± 5
GEOQUÍMICA	TIPO S	TIPO S	TIPO I	TIPO I

### 2.3 EVENTOS METAMÓRFICOS

A Zona Centro Ibérica compreende domínios de grau metamórfico muito distinto, podendo ir de unidades de grau metamórfico muito baixo a médio e elevado (*e.g.* Ferreira *et al.*, 2010). Em determinados sectores, essencialmente centro-norte e associado a zonas de cisalhamento, observa-se uma zonalidade metamórfica prógrada, de pressão intermédia do tipo barroviao (Valle Aguado *et al.*, 1993; Dallmeyer *et al.* 1997; Ábalos *et al.*, 2002) que terá tido começo logo durante a D<sub>1</sub> e culminado durante a D<sub>2</sub>. Alguns autores integram este evento num generalizado colapso gravitacional durante um período de tectónica extensional, em condições de alto grau metamórfico a relativa baixa pressão (Escuder Viruete *et al.*, 1995; Ábalos *et al.*, 2002; Valle Aguado *et al.*, 2005). Esta visão não é unânime, já que Ribeiro *et al.* (1990) defendem que as estruturas de cinemática normal verificadas na ZCI se restringem essencialmente ao sector Norte, interpretando-as como resultado da tectónica compressiva, síncrona do empilhamento dos mantos na ZGTM, que dá origem a uma tectónica extensional na sua frente. No entanto, Valverde-Vaquero *et al.* (2006), com base em datações de monazites do Antiforma de Lumbrals (≈314-316 Ma), apontam para o não sincronismo do pico metamórfico com a segunda fase de deformação regional, mas antes associando a anatexia e plutonismo ao dobramento durante a D<sub>3</sub>. Ribeiro *et al.* (2009) discutem ainda a possibilidade dos migmatitos resultarem da fusão de soco Cadomiano e das sequências paleozóicas, durante a fase extensiva que perdurou na passagem do Câmbrio ao Ordovício,

justificando assim as condições de metamorfismo de alta temperatura e média-baixa pressão por adelgaçamento da crosta e *underplating*. Durante a fase compressiva varisca estes mesmos autores apontam para o *overprinting* tectonometamórfico desta fase precoce por um novo episódio metamórfico e por uma tectónica *thick-skinned*, com descolamentos enraizados na crosta média. Não há, no entanto, dados geocronológicos que confirmem esta hipótese.

Apesar das várias hipóteses, os leucogranitos e granitos de duas micas sin-D<sub>3</sub> têm sido interpretados como produtos de fusão parcial de protólitos da parte média da crosta continental durante o pico metamórfico regional (Escuder Viruete *et al.*, 2000; Azevedo *et al.*, 2005; Valle Aguado *et al.*, 2005; Rodrigues *et al.*, 2013). De um modo geral atribui-se aos granodioritos e granitos biotíticos, sin- e tardi-pós-D<sub>3</sub> do grupo de granitos I ou transicional I-S, uma origem por anatexia de materiais da crosta inferior (Villaseca *et al.*, 1998) ou por hibridização entre fundidos félsicos crustais e magmas máficos derivados do manto (Azevedo *et al.*, 2005 e referências inclusas). Não há, no entanto, consenso em relação à proveniência dos materiais crustais, metassedimentares ou metaígneos da crosta superior ou inferior que terão estado envolvidos na geração destes granitóides (Azevedo e Valle Aguado, 2013).

As trajectórias P-T-t propostas por Valle Aguado *et al.* (1993) para a cintura metamórfica Porto-Viseu indicam que o pico térmico, com a produção de migmatitos nos níveis profundos, foi atingido durante a segunda fase de deformação (D<sub>2</sub>) a qual consideram ter carácter extensional (Valle Aguado *et al.*, 2005 e referências inclusas), associado ao colapso gravítico da crosta continental previamente espessada. Esta interpretação é compatível com a hipótese de evolução geodinâmica do Domo de Tormes considerada por Escuder Viruete *et al.* (2000).

Durante os eventos precoces da D<sub>3</sub>, considerado como D<sub>3a</sub> (Azevedo e Valle Aguado, 2013), o metamorfismo evoluiu em condições retrógradas, a menores temperaturas e baixas pressões. No entanto, para estes autores é possível a níveis profundos a manutenção de altas temperaturas, resultantes da instalação dos granitóides sin-cinemáticos e dos gradientes herdados do evento metamórfico principal, como proposto por Ábalos *et al.* (2002). A evolução tectonometamórfica tardia (D<sub>3b</sub>) reflecte um arrefecimento da crosta, com a exumação de níveis profundos da cadeia (Azevedo e Valle Aguado, 2013; Fig. 6).

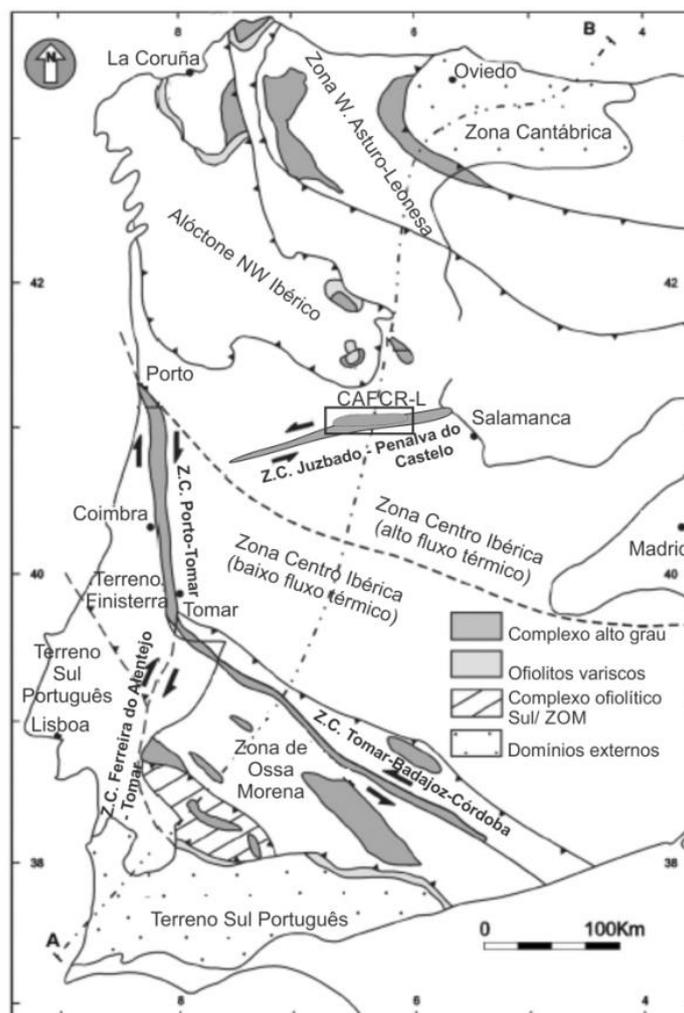


Figura 6. Principais zonas de cisalhamento que actuaram durante a  $D_3$  ao nível do Maciço Ibérico. Localização dos sectores onde afloram rochas de alto grau metamórfico, como o CAFCR-L (Complexo Anatético de Figueira de Castelo Rodrigo-Lumbrales). Modificado de Ribeiro *et al.* (2009).

#### 2.4 TECTÓNICA

É possível individualizar três fases de deformação principais no ciclo Varisco na ZCI (Ribeiro *et al.*, 1990; Dias *et al.*, 2013; Azevedo e Valle Aguado, 2013).

A primeira fase,  $D_1$ , resulta do evento principal de colisão da Laurásia com a Gondwana durante o Devónico (Dias *et al.*, 2010), sendo que Ábalos *et al.* (2002) constroem a idade da  $D_1$  aos 360Ma (Fig.6), valores idênticos aos que Dallmeyer *et al.* (1997) obteve no Domínio Ollo de Sapo. Esta fase de colisão resulta no empilhamento de várias unidades através da actuação de tectónica tangencial, cuja expressão máxima se encontra definida na Zona de Galicia e Trás-os-Montes (ZGTM), com a instalação de mantos alóctones e parautóctones, no final da  $D_1$  início da  $D_2$ .

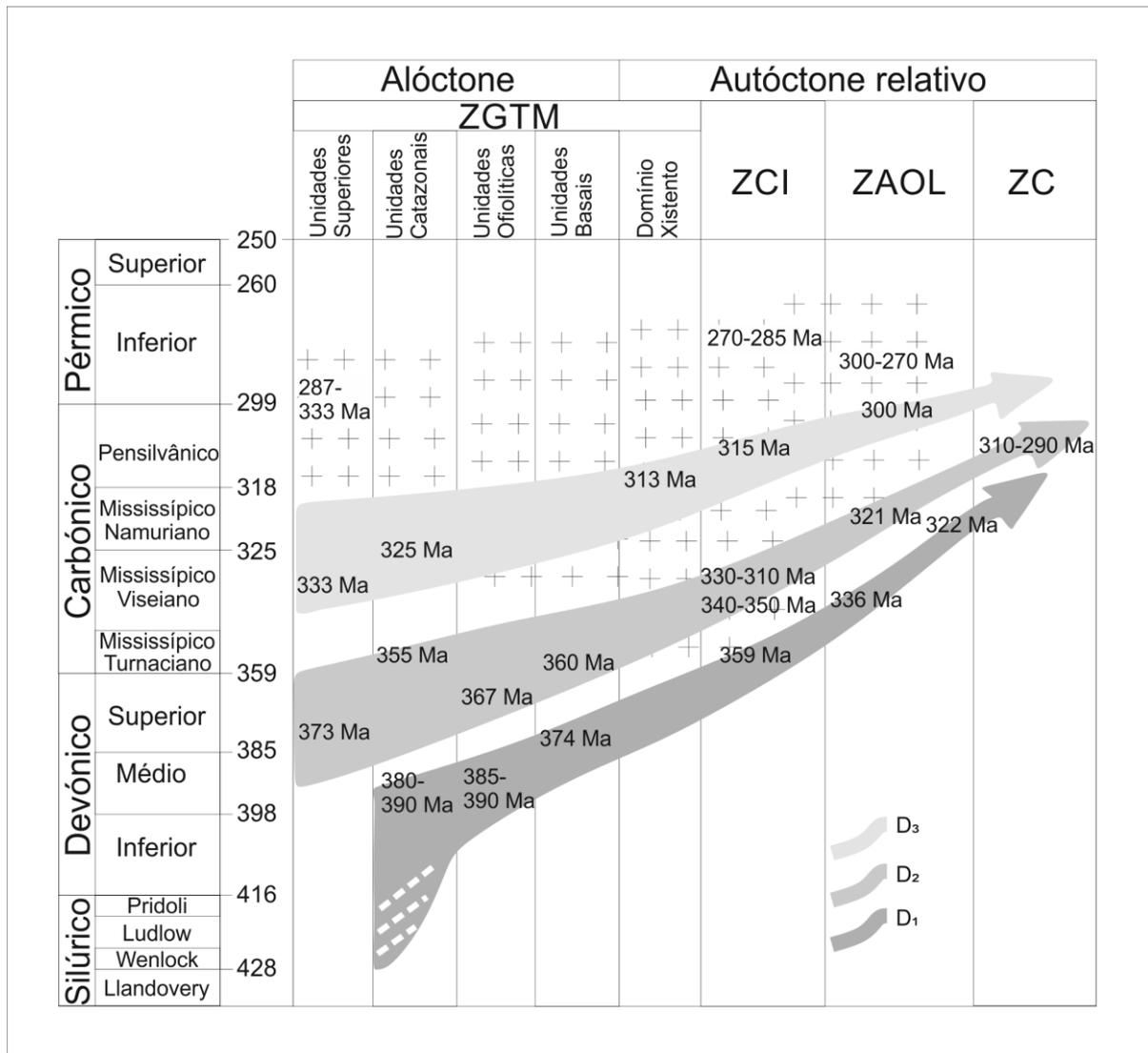


Figura 7. Quadro síntese com as principais datações das fases de deformação e de eventos magmáticos e metamórficos associados. Modificado de Dallmeyer *et al.* (1997).

Com a implantação dos mantos no final do Devónico Médio – Devónico Superior (Pereira *et al.*, 1999), no início do Carbónico, o Maciço Ibérico apresenta uma elevada instabilidade, e durante a D<sub>2</sub> observa-se a instalação de estruturas extensionais, que vão compensar o sobresspesamento (Abálos *et al.*, 2002; Valle Aguado *et al.*, 2005); contudo, esta interpretação da evolução durante a D<sub>2</sub> não é partilhada por toda a comunidade científica (Ribeiro *et al.*, 1990, acima referido). Valle Aguado *et al.* (2007) apresentam novos dados geocronológicos com base no método <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar em moscovites, obtendo uma idade patamar de 333.3 ± 2.2 Ma para esta fase de deformação, compatível com as idades obtidas e sintetizadas por Dallmeyer *et al.* (1997; Fig. 7).

A D<sub>3</sub> actua durante o final do Carbónico e princípio do Pérmico (Martínez-Catalán *et al.*, 2007), na fase final de reajuste entre Gondwana e Laurussia por deformação intracontinental. Esta fase de deformação está razoavelmente bem constrangida, através de datações das intrusões graníticas sin- a tardi-pós-cinemáticas D<sub>3</sub> entre 306 e 287 Ma (Azevedo e Valle Aguado, 2006; 2013), novamente compatível com datações anteriores (Fig. 7).

Quanto ao estilo de deformação associado à principal fase de deformação varisca ( $D_1$ ), que é representado pela estrutura principal do autóctone da Zona Centro Ibérica, embora ele apresente uma homogeneidade acentuada, é possível evidenciar heterogeneidades que permitem a delimitação de sectores com características próprias (Ribeiro *et al.*, 2013).

Um zonamento distinto do proposto por Martínez Catalan *et al.* (2004), anteriormente exposto (subcapítulo 1.3), resulta da utilização de critérios estruturais como a existência de grandes núcleos sinclinais predominantemente NW-SE, atribuídos à  $D_1$ , que servem de elemento-chave para a individualização destes sectores (Díez-Balda *et al.*, 1990; Ribeiro *et al.*, 2013; Fig. 8).

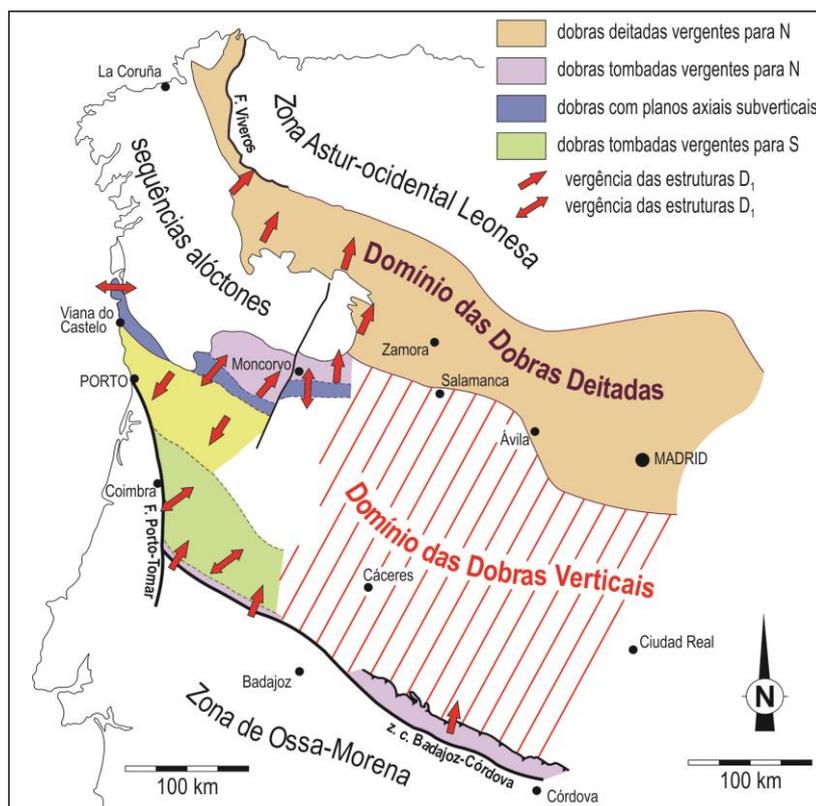


Figura 8. Principais domínios estruturais do autóctone da ZCI e as setas a vermelho representando as vergências das estruturas  $D_1$  (Dias e Ribeiro, 2013 e referências inclusas).

Um eixo principal dessa individualização passa por Viana do Castelo – Marão – Vila Nova de Foz Côa, no qual a primeira fase dá origem a dobras geralmente muito amplas e com planos axiais sub-verticais. Para norte e nordeste deste sector sem vergência, desenvolve-se um domínio em que a vergência dos dobramentos  $D_1$  dá-se para NE (Dias, 1986; Coke, 2000). Para sudoeste do eixo central desenvolve-se uma faixa onde a vergência do dobramento se faz para SW. Este sector é evidenciado por Valongo, Oliveira de Azeméis e Caramulo. Assim, os sectores descritos descrevem uma *flower structure* com um ramo nordeste muito desenvolvido e um ramo sudoeste incipiente (Dias, 1998; Coke *et al.*, 2000); é de salientar que esta estrutura de primeira ordem apenas foi descrita para o sector português da ZCI.

A sul desta estrutura de primeira ordem, os dobramentos  $D_1$  apresentam simetrias ortorrômbicas com planos axiais sub-verticais e com lineações de estiramento sub-perpendiculares aos eixos das

dobras (estiramento segundo o eixo cinemático  $a$ ), enquanto a norte a lineação de estiramento tem uma tendência sub-paralela aos eixos das dobras (estiramento segundo o eixo cinemático  $b$ ; Dias e Ribeiro, 2013).

Junto à Zona de Ossa-Morena, a vergência das dobras  $D_1$  volta a ser para NE, como no caso de Portalegre (Dias e Ribeiro, 1995; Pereira e Silva, 2001; Fig. 9).

Associando-se a estes dobramentos, desenvolvem-se zonas de cisalhamento com cinemática essencialmente esquerda (e.g. Badajoz-Córdoba; Malpica-Lamego, Moreira *et al.*, 2010; Moncorvo, Dias, 1994; Vila Nova de Foz Côa, Búrcio, 2004; Marão, Coke, 2000; Valongo, Dias e Ribeiro, 1998; Apúlia, Dias, 1994; Soares, 2010), ainda que a colisão da Gondwana com a Laurússia decorra num contexto global transpressivo direito (Ribeiro *et al.*, 1995; Catalán *et al.*, 2007).

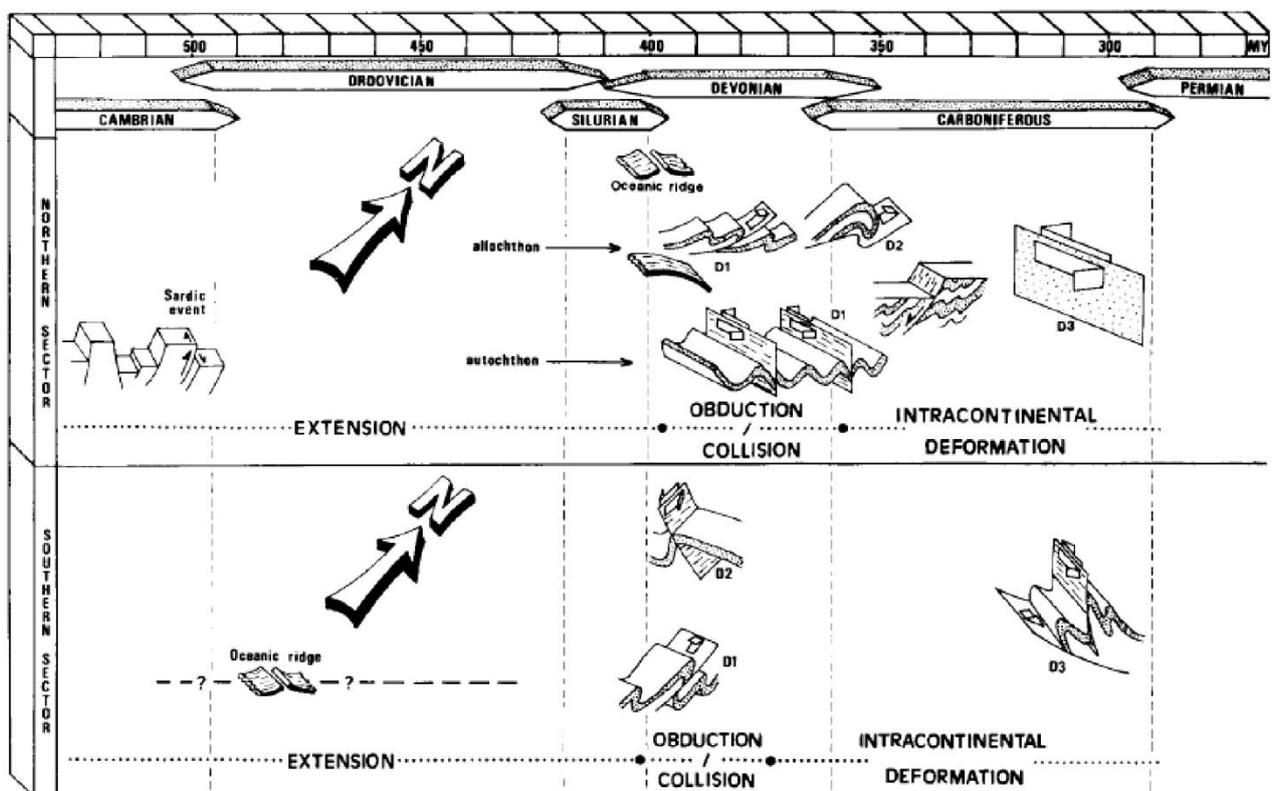


Figura 9. Cronologia dos principais eventos de deformação no Varisco Ibérico. Adaptado de Dias e Ribeiro (1995).

No orógeno varisco, durante a segunda fase de deformação, predomina uma tectónica de empilhamento devido à instalação dos mantos no NW Ibérico (Rodrigues *et al.*, 2013; Ribeiro *et al.*, 2013; Fig. 9) e no autóctone desenvolve-se uma tectónica extensional (Azevedo e Valle Aguado, 2013; Fig. 9) com geometria NNE-SSW (Dias *et al.*, 2013), concomitante com o pico metamórfico (Catalán *et al.*, 2007). Verifica-se, na cintura metamórfica Porto-Viseu, o dobramento da xistosidade  $S_2$ , reflectindo o carácter sin-orogénico deste evento (Valle Aguado *et al.*, 2005 e referências inclusas).

As deformações tardias, designadas como  $D_{3a}$  e  $D_{3b}$  (Azevedo e Valle Aguado, 2013), que correspondem à  $D_3$  e  $D_4$ , respectivamente, de Valle Aguado *et al.* (2000), dão lugar a dobras com

geometria aproximadamente cilíndrica, com planos axiais subverticais e eixos ligeiramente mergulhantes (Dias *et al.*, 2013). Durante esta fase, a deformação está fortemente concentrada em várias zonas de cisalhamento (Fig. 9): a zona de cisalhamento Porto-Tomar (ZCPT; direita), a zona de cisalhamento Malpica-Lamego (ZCML; direita) a zona de cisalhamento Juzbado-Penalva do Castelo (ZCJPC; esquerda), a zona de cisalhamento Bemposta-Carviçais-Quinta da Ventosa (ZCBCQV; esquerda) e a zona de cisalhamento Dúrico-Beirã (ZCDB; esquerda; Iglesias e Ribeiro, 1981; Dias, 1994; Valle Aguado *et al.*, 2005; Dias *et al.*, 2013). A cinemática e geometria destas zonas de cisalhamento coloca em evidência o regime de deformação não coaxial da  $D_3$  (e.g. Malpica-Lamego; Dias *et al.*, 2013).

Nas etapas mais avançadas da  $D_3$ , durante a  $D_{3b}$ , baseado em observações na cintura metamórfica Porto-Viseu, a deformação ocorreu nos domínios frágil-dúctil e frágil sob condições de baixa pressão e temperatura (Esteves, 2006).

Durante o final do Carbónico e início do Pérmico, já em regime frágil, a região noroeste do Maciço Ibérico foi a mais afectada por tectónica de fractura, ainda que ela se manifeste por todo o Maciço, aproximadamente entre os 310 e os 280 Ma. Esta fase de deformação é marcada por famílias de falhas subverticais NNW-SSE a NNE-SSW e ENE-WSW a ESE-WNW (Arthaud e Matte, 1975; Marques *et al.*, 2002). Marques *et al.* (2002), pelo método de datação isotópica K-Ar em moscovites, discute que esta fracturação poderá ter-se iniciado aos 317 Ma, prolongando-se até aos 270 Ma. Este episódio tardi-orogénico terá resultado da movimentação da micro-placa Ibérica em regime de cisalhamento direito, cujas direcções de cisalhamento correspondem aos seus paleo-limites E-W setentrional e meridional, dando lugar na Ibéria à formação de falhas de desligamento esquerdo com direcção aproximada NNE-SSW a NE-SW, segundo um modelo de dominó (Pamplona, 2001; Ribeiro, 2002; Ribeiro *et al.*, 2007). Lourenço *et al.* (2002) e Marques *et al.* (2002) propõem outra cinemática para as estruturas tardi-variscas com esta orientação, com componente essencialmente direita durante o tardi-varisco, baseados na observação de crescimento de agregados siliciosos associados à falha de Penacova, sendo a cinemática esquerda resultado da reactivação neogénica.

Todas as fases de deformação anteriormente descritas concorrem, ainda que umas mais que outras, na formulação do Arco Ibero-Armoricano (Ribeiro, 2013), evidenciado pelos cisalhamentos essencialmente E-W direitos na Armórica e NW-SE esquerdos na Ibéria (Ribeiro *et al.* 1995; Ribeiro, 2013).

### 3. EVOLUÇÃO GEODINÂMICA DA ZONA CENTRO IBÉRICA NO CONTEXTO DA OROGENIA VARISCA

A evolução geodinâmica da sucessão ante-ordovícica decorre num contexto extensional de rift intra-continental (Romão, 2000). O ciclo varisco da ZCI inicia-se com a destruição da Cadeia Cadomiana, pela abertura, no Neoproterozóico, de um sulco intracontinental onde se depositou o Supergrupo Dúrico-Beirão (Ribeiro, 2013). O estiramento do soco terá sido acompanhado pela formação de falhas lítricas que condicionaram a abertura dessas bacias (Pamplona, 2001). Ferreira *et al.* (1987) infere, com base na ausência de grandes massas de rochas máficas, bem como na

dimensãoda bacia, que a extensão deverá ter sido lenta, acompanhada pelo comportamento dúctil do soco, o que terá possibilitado o reequilíbrio térmico da zona de subsidência.

No final do Câmbrico superior, o regime de adelgaçamento da litosfera passa a ter uma forte componente transtensiva dextrógira, que conduz à reactivação da Zona de Cisalhamento Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo, que é por alguns autores tida como de idade Neoproterozóica (Gama Pereira e Macedo, 1983; Ribeiro *et al.*, 2009), à reactivação da Zona de Cisalhamento intraplaca Tomar-Badajoz-Córdoba (Lefort e Ribeiro, 1980) e à génese das dobras sardas (Ribeiro, 1984).

Durante esta fase extensiva varisca (Dias da Silva, 2013; Ribeiro, 2013), terá ocorrido uma inversão tectónica de curta duração, a fase Sarda (Ribeiro, 1984), responsável por uma primeira fase de deformação das unidades do Supergrupo Dúrico-Beirão (Romão, 2000; Villar *et al.*, 2000; Romão *et al.*, 2005; Amaral *et al.*, 2013). Segundo Ferreira *et al.* (1987), os movimentos da fase Sarda, por um lado, colmataram rapidamente a bacia e, por outro lado, conduziram à discordância que separa o Câmbrico do Ordovícico.

No Ordovícico inferior continua a fase de *rift* continental. Durante este período verifica-se elevada estabilidade do Fosso Centro Ibérico, que se manifesta pelo desenvolvimento de uma plataforma carbonatada (Ribeiro, 1984). Segundo este autor terá sido durante o Ordovícico Superior que se terá iniciado a abertura do *Rheic*, por individualização da placa Avalónia, que prosseguiu até ao Devónico Inferior.

No Silúrico, o paleo-continente Armorica ter-se-á individualizado, deslocando-se no sentido dos paleo-continentes Laurentia e Báltica, enquanto o paleo-continente Gondwana ter-se-á mantido aproximadamente estacionário (Matte, 1991; Ribeiro *et al.*, 2007). Por sua vez, a abertura do PaleoTethys poderá ter estado concluída no Silúrico superior ou no Devónico Inferior (Ribeiro *et al.*, 1990). O Devónico Inferior é caracterizado por um processo de *rifting*, cuja manifestação é um conjunto de bacias *pull-apart*, que definiram, a Norte, as margens do *Rheic* (Badham, 1982 *in* Ribeiro *et al.*, 1990). É, também neste período, que o *Rheic* terá atingido a sua expressão máxima (Pereira, 1988).

Todas as litologias pré-carbónicas foram afectadas, embora com intensidade variável, pelo metamorfismo regional varisco. Associado às Zonas de cisalhamento Juzbado-Penalva do Castelo e Sulco Carbonífero do Douro observa-se uma zonalidade metamórfica prógrada do tipo barroviano (Valle Aguado *et al.*, 1993; 2005; Esteves, 2006). Fora destas bandas, e excepto dentro das zonas de cisalhamento Porto-Tomar e Badajoz-Córdova (Chaminé *et al.*, 2003), o grau metamórfico na ZCI é sobretudo baixo a muito baixo.

Sintetizando a deformação durante o varisco em linhas gerais, durante a D<sub>1</sub> os metassedimentos pré-carbónicos são afectados por metamorfismo regional do tipo Barroviano como consequência do espessamento crustal, chegando às condições de fusão parcial de litologias férteis da crosta (Azevedo e Valle Aguado, 2013). Segue-se uma fase D<sub>2</sub> que terá conduzido ao adelgaçamento da crosta e à exumação do orógeno, que segundo alguns autores (Martínez Catalan *et al.*, 2004; Azevedo e Valle Aguado, 2013) se deve essencialmente a movimentos tangenciais. O regime de descompressão, isotérmico, que caracteriza a D<sub>2</sub> permite a geração de grandes volumes de líquidos

anatéticos. O pico metamórfico é atingido durante esta fase, com forte migmatização (Valle Aguado *et al.*, 2005; Azevedo e Valle Aguado, 2006; 2013). No início da D<sub>3</sub>, o volume de fundidos crustais já é suficientemente grande e durante a tectónica colisional D<sub>3</sub>, localmente transcorrente, dá-se a sua ascensão, diferenciação e consolidação, resultando na instalação dos grandes batólitos de leucogranitos de duas micas.

Em paralelo, o manto litosférico, mais denso que a astenosfera, terá entrado em destabilização, tendo ocorrido delaminação litosférica (Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2004), dando origem a descompressão do manto astenosférico, o que por sua vez terá permitido a fusão de materiais máficos, que ao intruírem a interface manto-crusta provocaram um alto fluxo calorífico que terá dado origem à fusão e mistura de magmas que caracterizam os granitóides biotíticos sin-D<sub>3</sub> (Azevedo e Valle Aguado 2013). Durante a D<sub>3</sub> o metamorfismo regional evolui em condições retrógradas, com diminuição da temperatura, num regime de baixa pressão e muito associado às zonas de cisalhamento dúctil, que fazem a exumação dos materiais da crosta inferior. Geram-se então gradientes de descompressão que terão levado à fusão por descompressão da astenosfera, com formação de líquidos híbridos, que terão originado magmas metaluminosos a ligeiramente peraluminosos que caracterizam os granitóides tardi-pós-D<sub>3</sub> (Azevedo e Valle Aguado, 2013).

O Arco Ibero-Armoricano poderá ter tido duas fases evolutivas: a primeira até ao Pensilvaniano, próximo dos 300 Ma, nos sectores mais internos (excepto a Zona Cantábrica; Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2004), controlado pela Zona de Cisalhamento Porto-Tomar e em regime *thick-skinned* (Ribeiro, 2013), seguido de um segundo estágio do arqueamento, do Carbónico superior ao Pérmico, no qual o arqueamento poderá ser justificado em regime *thin-skinned*, afectando essencialmente a Zona Cantábrica e em regime frágil (Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2004). Este modelo está ainda em discussão, havendo uma interpretação muito distinta da formação do Arco Ibero-Armoricano, com um único evento de arqueamento em regime *thick-skinned*, num modelo de *orocline buckling* (Weil *et al.*, 2010 e referências inclusas).

A deformação que ocorre entre o Carbónico superior e o Pérmico inferior terá uma componente predominante transcorrente direita (Ribeiro, 2002; Dias *et al.*, 2009), resultado predominantemente da continuação da colisão oblíqua dextra entre a Gondwana e a Laurússia. Esta componente, na Ibéria, está representada pela falha Norte-Pirenáica (Ribeiro, 2002; Ribeiro *et al.*, 2007) e pela falha falha Açores-Gibraltar, de componente dextra (bem como outros exemplos em Marrocos; Dias *et al.*, 2009; Almeida e Dias, 2010), bem como pelo rejogo em dominós de 2ª ordem, individualizados por desligamentos NNE-SSW esquerdos (Vilariça-Messejana) associados aos desligamentos de 1ª ordem (Ribeiro, 2002).

Ainda que não existam referências e observações concretas no sector português, são descritas estruturas extensionais associadas às fases tardias do Varisco no sector espanhol (*eg.* Antiforma Ollo de Sapo; Diéz Montes, 2007; Martínez-Catalán *et al.*, 2007; 2009; Silva, 2013).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ábalos, B., 1992. Cinemática y mecanismos en regimen de transpresion. Evolución estructural y metamórfica de la zona de cizalla dúctil de BadajozCórdoba. *Labor. Xeol. Laxe, Série Nova Terra*, Edicios do Castro, Sada, A Coruña, 6: 1-430.
- Ábalos, B., Carreras, J.; Druguet, E., Viruete, J.E., Pugnaire, M.T.G., Alvarez, S.L., Quesada, C., Fernández, L.R.R., Gil-Ibarguchi J.I., 2002. Variscan and Pre-Variscan Tectonics. In: Gibbons, W. & Moreno, M.T. (eds) *The Geology of Spain*. Geological Society, London.
- Almeida, A., Leterrier, J., Noronha, F., Bertrand, J.M., 1998. U-Pb zircon and monazite geochronology of the Hercynian two-mica granite composite pluton of Cabeceiras de Basto (Northern Portugal). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 326: 779-785.
- Almeida, P., Dias, R., 2010 – Zona de cisalhamento direita de Tata (Anti Atlas, Marrocos): um análogo menordas grandes estruturas E-W variscas? Resumos do *VIII Congresso Nacional de Geologia*, Braga.
- Amaral, F., Dias, R., Coke, C., 2013. Heterogeneidade e intensidade da Deformação Sarda no sector de Barca D'alva; Implicações para a estruturação da Bacia do Douro. Livro de Actas da *9ª Conferência Anual do GGET-SGP*, 139-142.
- Antunes, I.M.H.R., 2006. *Mineralogia, Geoquímica e Petrologia de rochas granitóides da área de Castelo Branco-Idanha-aNova*. Unpublished Ph D. thesis. University of Coimbra, Portugal, 453 pp.
- Araújo, A., 2013. O Varisco do sector sul de Portugal. In: *Geologia de Portugal* (R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha & J. Kullberg Eds.). Escolar Editora.
- Araújo, A.; Piçarra de Almeida, J.; Borrego, J.; Pedro, J., Tomás de Oliveira, J., 2006. As Regiões Central e Sul da Zona de Ossa-Morena. In Dias, R.; Araújo, A. Terrinha, P. & Kullberg, J. C. (Coord.) *Geologia de Portugal no Contexto da Ibéria.*, Universidade de Évora, pp. 151-172.
- Arenas, R., Farias, P., Gallastegui, G., Gil Ibarguchi, J., Gozález Lodeiro, F., Klein, E., Marquinez, J., Martín Parra, L., Martínez Catalán, J., Ortega, E., Pablo Macia, J., Peinado, M. & Rodriguez Fernández, L., 1988. Características geológicas y significado de los dominios que componen la Zona de Galicia-Trás-os-Montes. In: *Simposio sobre Cinturones Orogénicos, II Congresso de Geologia de España*, Granada, p. 75-84.
- Arenas, R., Gil Ibarguchi, J., González Lodeiro, F., Klein, E., Martínez Catalán, J., Ortega Gironés, E., Pablo Maciá, J., Peinado, M., 1986. Tectonostratigraphic units in the complexes with mafic and related rocks of the NW of the Iberian Massif. *Hercynica II*, 87-110.
- Arenas, R. Martínez Catalán, J. R. Sánchez Martínez, S. Díaz García, F. Abati, J. Fernández-Suárez, J. Andonaegui, P., Gómez-Barreiro, J., 2007. Paleozoic ophiolites in the Variscan suture of Galicia (northwest Spain): distribution, characteristics and meaning. In Hatcher, R. D.; Carlson, M. P.; McBride, J. H.; and Martínez Catalán, J. R., eds. *Four-D evolution of continental crust*. Geol. Soc. Am. Mem., forthcoming.

- Arthaud, F., Matte P., 1975. Les décrochements tardi-hercyniens du sud ouest de l'Europe. Géometrie et essai de reconstruction des conditions de la déformation. *Tectonophysics* 25, 139–171.
- Azevedo, M.R., Valle Aguado, B. 2006. Origem e instalação de granitóides variscos na Zona Centro-Ibérica. In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P. e Kullberg, C., (Eds.), *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria*. Univ. De Évora, pp. 107-121.
- Azevedo, M.R., Valle Aguado, B., 2013. Origem e Instalação de Granitóides Variscos na Zona Centro-Ibérica. In: *Geologia de Portugal* (R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha & J. Kullberg Eds.). Escolar Editora.
- Azevedo, M.R., Valle Aguado, B., Nolan, J., Martins, M., Medina, J., 2005. Origin and emplacement of syn-orogenic Variscan granitoids in Iberia the Beiras massif. In: (eds.) Carosi, R., Dias, R., Iacopini, D.; Rosenbaum, G., *The southern Variscan belt*, Journal of the Virtual Explorer, Electronic Edition, ISSN 1441-8142, Volume 19, Paper 7.
- Azor, A., González Lodeiro, F., Simancas, J. F. 1994., Tectonic evolution of the boundary between the Central Iberian and Ossa-Morena Zones (Variscan belt, southwest Spain), *Tectonics*, 13: 45-61.
- Capdevila, R., Corretgé, L.G., Floor, P. 1973., Les granitoïdes varisques de la Meseta Ibérique. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 15, 209–228.
- Capdevila, R., Floor, P., 1970. Les différents types de granites hercyniens et leur distribution dans le Nord-Ouest de l'Espagne. *Boletín Geológico y Minero*, 81, 215–225.
- Carrington da Costa, J., 1950. Notícia sobre uma carta geológica do Buçaco, de Nery Delgado. *Public. Espec. Comum. Serv. Geol. Portugal*, 27 p.
- Chaminé, H., L. Gama Pereira, P. Fonseca, L. Moço, J. Fernandes, F. Rocha, D. Flores, A. Pinto de Jesus, C. Gomes, A. Soares de Andrade, 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*, 36, 649-663.
- Coke, C., 2000. *Evolução Geodinâmica do Ramo Sul da Serra do Marão; um caso de deformação progressiva em orógenos transpressivos*. Tese de Doutoramento não publicada, Univ. Trás-os-Montes e Alto Douro, Vila Real.
- Coke, C., Dias, R., Ribeiro, A., 2000. Evolução geodinâmica da bacia do Douro durante o Câmbrico e Ordovícico inferior: um exemplo de sedimentação controlada por tectónica, *Comun. Inst. Geol. e Mineiro*, 87: 5-12.
- Dallmeyer, R. D., Martínez Catalán, J. R., Arenas, R., Gil Ibarguchi, J. I., Gutiérrez-Alonso, G., Farias, P., Bastida, F., Aller, J., 1997. Diachronous Variscan tectonothermal activity in the NW Iberian Massif: evidence from <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar dating of regional fabrics. *Tectonophysics*, 277, 307-337.
- Delgado, J.N., 1905. Contribuição para o estudo dos terrenos paleozóicos. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 6: 56-122.

- Dias da Silva, I., 2013. *Geología De Las Zonas Centro Ibérica Y Galicia – Trás-Os-Montes En La Parte Oriental Del Complejo De Morais, Portugal/España*. Tese de doutoramento. Salamanca, p.391.
- Dias G., Noronha F., Almeida A., Simões P. P., Martins H.C.B., Ferreira N., 2010. Geocronologia e petrogénese do plutonismo tardi-varisco (NW de Portugal): síntese e inferências sobre os processos de acreção e reciclagem crustal na Zona Centro-Ibérica. In: Cotelo Neiva J.M., Ribeiro A., Mendes Victor L., Noronha F., Magalhães Ramalho M. (Eds.). *Ciências Geológicas: Ensino, Investigação e sua História, vol. I, Geologia Clássica*, Publicação comemorativa do Ano Internacional do Planeta Terra, 143-160.
- Dias R., 1994. *Regimes de deformação no autóctone da Zona Centro-Ibérica: importância para a compreensão da génese do Arco Ibero-Armoricano*. PhD, Universidade de Lisboa: 278 pp.
- Dias, R., 1986. *Estudo de um sector do autóctone de Trás-os-Montes oriental a ENE de Torre de Moncorvo*. Tese de Mestrado, Univ. Lisboa, 153 p.
- Dias, R., Basile, C., 2013. Estrutura dos sectores externos da Zona Sul Portuguesa; implicações geodinâmicas. In: R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha, J.C. Kullberg (Eds), *Geologia de Portugal*, Vol. 1 Escolar Editora, 787-807.
- Dias, R., Ribeiro, A., 1995. The Ibero-Armorican Arc: a collisional effect against an irregular continent?, *Tectonophysics* 246: 13-128.
- Dias, R., Ribeiro, A., Hadani, M., Basile, C., Hendaq, Y., 2009. Late Variscan deformation in Iberia and Morocco. *Oroclines & Delamination relations & Effects, IGCP 497-574 Field Meeting (june 2009)*, Salamanca, Spain, pp. 314-317.
- Díez Balda, M.A., García Casquero, J.L., Monteserín López, V., Nozal Martín, F., Pardo Alonso, M.V., Robles Casas, R., 1990. Cizallamientos subverticales posteriores a la segunda fase de deformación Hercínica al sur de Salamanca (Zona Centro-Ibérica). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 3: 117-125.
- Díez Fernández, R., Martínez Catalán, J. R., Gerdes, A., Abati, J., Arenas, R., Fernández-Suárez, J., 2010. U-Pb ages of detrital zircons from the Basal allochthonous units of NW Iberia: Provenance and paleoposition on the northern margin of Gondwana during the Neoproterozoic and Paleozoic, *Gondwana Research*, 18(2-3), 385-399, doi:10.1016/j.gr.2009.12.006.
- Díez Montes, A., 2007. La geología del Dominio "Ollo de Sapo" en las comarcas de Sanabria y Terra do Bolo, Instituto Universitario de Geología "Isidro Parga Pondal" - Área de Xeoloxía e Minería do Seminario de Estudos Galegos, Terra Nova, La Coruña, 34, 506 p.
- Escuder Viruete, J., Villar, P., Rodriguez Fernandez, L.R., Monteserin, V., Santisteban, J.I., 1995. Evolución tectonotérmica del área metamórfica del SO de Salamanca (Zona Centro Ibérica O de España), *Bol. Geol. Min.*, 106(4): 303-315.
- Escuder Viruete, J., Indares, A., Arenas, R., 2000. P-T paths derived from garnet growth zoning in an extensional setting: an example from the Tormes Gneiss Dome (Iberian Massif, Spain). *Journal of Petrology*, 41 (10), 1489-1515.

- Esteves, F., 2006. As rochas metamórficas da região de Viseu. Tese de mestrado, Aveiro, 113p.
- Farias, P., Gallastegui, G. González-Lodeiro, F., Marquínez, J., Martín- Parra, L. M., Martínez-Catalán, J., Pablo-Maciá, J., Rodríguez-Fernández, L., 1987. Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central. *Mem. Fac. Ciênc. Univ. Porto* 1, 411-431.
- Ferreira, N., Iglésias, M., Noronha, F., Ribeiro, A., Ribeiro, M. L., 1987. Granitóides da Zona Centro Ibérica e seu enquadramento geodinâmico. In: Bea, F., Carnicero, A., Gonzalo, J.C., López Plaza, M. & Rodriguez Alonso, M.D. (Eds.) *Geología de los Granitoides e Rocas Asociadas del Macizo Hespérico*, Editorial Rueda, Madrid, 37-51.
- Ferreira, N., Godinho M., Neves, L., Pereira, A., Sequeira, A., Castro, P., Bento dos Santos, T. 2010. Carta Geológica de Portugal, escala 1:50.000, folha 17-A (Viseu), LNEG.
- Gama Pereira, L. C., Macedo, C. A. R., 1983. Sobre a idade dos granitos de Figueiró dos Vinhos, Pedrógão Grande e de um pegmatito do casal do Zote (Dornes) no sector da sutura da Zona Ossa Morena – Zona Centro Ibérica, a norte de Tomar (Portugal Central): algumas implicações geotectónicas. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 69 (2), 265-266.
- Gutiérrez-Alonso, G., Fernández-Suárez, J., Weil, A.B., 2004. Orocline triggered lithospheric delamination. In: Sussman, A., Weil, A.B. (Eds.), *Paleomagnetic and Structural Analysis of Orogenic Curvature*. Geologic Society of America Special Paper 383, 121–131.
- Gutiérrez-Alonso, G., Fernández-Suárez, J., Gutiérrez-Marco, J.C., Corfu, F., Murphy, J.B., Suárez, M. 2007. U-Pb depositional age for the upper Barrios Formation (Armorican quartzite facies) in the Cantabrian zone of Iberia: Implications for stratigraphic correlation and paleogeography in U. Linnemann, R.D. Nance, P. Kraft, G. Zulauf, (eds.), *The evolution of the Rheic Ocean; from Avalonian-Cadomian active margin to Alleghenian-Variscan collision*, Boulder, CO, United States (USA), Geological Society of America (GSA Special Publication) 423: 287-296.
- Iglésias, M., Ribeiro, A., 1981. Zones de cisaillement ductile dans l'arc ibéro-armoricain. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 67/1, 85-87.
- Jensen, S., Palacios, T., Martí Mus, M. 2007.,A brief review of the fossil record of the Ediacaran - Cambrian transition in the area of Montes de Toledo - Guadalupe, Spain. In: Vickers-Rich, P. (Eds.) *The rise and fall of the Ediacaran biota*. Geological Society of London, Special Publication, 286, 223-235.
- Julivert, M., Fontboté, J.M., Ribeiro, A., Conde, L., 1974. *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares*, IGME, 94pp.
- Lefort, J. P., Ribeiro, A., 1980. La faille Porto-Badajoz-Cordoue at-elle controle l'evolution de l'ocean paleozoique sud-armoricain? *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 22:455-462.
- LNEG, 2010. *Carta Geológica de Portugal na escala 1: 1000000*, 3ªed, LNEG, Lisboa.
- López-Guijarro, R., Armendáriz M., Quesada C., Fernández-Suárez J., Murphy, J. B, Pin, C., Bellido, F., 2008. Ediacaran–Palaeozoic tectonic evolution of the Ossa Morena and Central Iberian zones (SW Iberia) as revealed by Sm–Nd isotope systematics. *Tectonophysics* 461, 202–214.

- Lotze, F.,(1945). Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta, Geotektonische Forschungen, 6: 78-92. Traduzida para o castelhano por J.M. Ríos, 1950. Observaciones respect a la division de los variscides de la Meseta Ibérica, *Publicaciones Extranjeras sobre la Geología de España*, 5: 149-166.
- Lourenço, J., Mateus, A., Coke, C., Ribeiro, A., 2002. A zona de falha Penacova-Régua-Verín na região de Telões (Vila Pouca de Aguiar); alguns elementos determinantes da sua evolução em termos tardi-variscos. *Comum. Inst. Geol. Min.*, 89, 105-122.
- 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.
- Martínez Catalán, J. R., Arenas, R., Abati, J. Sánchez Martínez, S.,Díaz Garcia, F., Fernández Suárez, J., Cuadra, P. G., Castiñeiras, P., Gómez Barreiro, J., Díez Montes, A., González Clavijo, E., Rubio Pascual F. J., Andonaegui, P., Jeffries, T. E., Alcock, J. E., Díez Fernández, R., López Carmona, A.,2009. A rootless suture and the loss of the roots of a mountain chain: The Variscan belt of NW Ibéria. *C. R. Geoscience*.
- Martínez Catalán, J. R., Días Garcia, F., Arenas, R., Abati, J., Castiñeiras, P., Cuadra, P.G., Barreiro, J. G., Pascual, F.J.R.,2002. Thrust and detachment systems in the Ordenes complex (northwestern Spain): implications for the Variscan-Appalachian geodynamics. In *Variscan-Appalachian dynamics: the building of the Late Paleozoic basement*, vol. 364, J. R. Martínez Catalán, R. D. Hatcher, R. Arenas and F. Díaz Garcia (Eds.), Spec. Pap. Geol. Soc. Am., Boulder, Colorado,pp. 253-262.
- Martínez Catalán, J. R., Arenas, R., Días Garcia, F., Abati, J., 1997. Variscan accretionary complex of northwest Iberia: terrane correlation and succession of tectonothermal events, *Geology* 25, 1103-1106.
- Martínez Catalán, J., Arenas, R., Diez Balda, M., 2004. Extensión y metamorfismo de baja presión en el Manto de Mondoñedo. In: J. Vera (Ed), *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, 58-59.
- Martínez Catalán, J.R., Arenas, R., Díaz García, F., Gómez-Barreiro, J., González Cuadra, P., Abati, J., Castiñeiras, P., Fernández-Suárez, J., Sánchez Martínez, S., Andonaegui, P., González Clavijo, E., Díez Montes, A., Rubio Pascual, F.J., Valle Aguado, B., 2007. Space and time in the tectonic evolution of the northwestern Iberian Massif.Implications for the comprehension of the Variscan belt.In: Hatcher, R.D., Jr., Carlson, M.P., McBride, J.H. and Martínez Catalán, J.R. (Eds.), *4-D framework of continental crust*. Geological Society of America memoir, 200: 403-423.
- Martins, L.M.O., Teixeira, R.J.S., Coke, C., Dias, R., Gomes, M.E.P., 2012. A importância da geocronologia U-Pb na determinação da proveniência de rochas metaconglomeráticas de Desejosa/Castanheiro do Sul e Valongo, Norte de Portugal. In *Livro de Actas – II Congresso Jovens Investigadores em Geociências*, LEG 2012, Estremoz.
- Mata, J., Munhá, J., 1986. Geochemistry of mafic metavolcanic rocks from the Estremoz region (South Central Portugal).*Comun. Serv. Geol.* 71(2):175-185.

- Mata, J., Munhá, J., 1990. Magmatogénese de metavulcanitos câmbricos do nordeste alentejano: os estádios iniciais de “rifting” continental. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 76: 61-89.
- Matte, F., 1991. Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in Western Europe. *Tectonophysics*, 196: 309-337.
- Meireles, C., Pereira, E., Ferreira, N., Castro, P., 2006. O Ordovícico da Serra da Marofa: novos dados litoestratigráficos e estruturais. In: Mirão, J. & Balbino, A. (Coords.), *Livro de Actas, VII Congresso Nacional de Geologia*, Vol. II. Paleontologia 645-648. Pólo de Estremoz da Univ. de Évora.
- Munhá, J., 1990. Metamorphic evolution of the South Portuguese/Pulo do Lobo Zone, in R. D. Dallmeyer and E. Martínez-García (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology*, Springer-Verlag, Berlin, pp. 363-368.
- Neiva, A. M. R., Silva, P. B., Corfu, F. And Ramos, J. M. F., 2011. Sequential melting and fractional crystallization: granites from Guarda-Sabugal area, central Portugal. *Chemie der Erde*, 71, pp. 227-245.
- Neiva, A.M.R., Teixeira, R.J.S., Lima, S.M., Silva, P.B., 2013. *Idade, Origem e Protólitos de granitos variscos de três áreas portuguesas*, Academia das Ciências de Lisboa, 13p, ISBN 978-972-623-120-2.
- Oen, Y.S., 1970. Granite intrusion, folding and metamorphism in central northern Portugal. *Bol. Geol. Minero*, LXXXI, II-III, 271-298.
- 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. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 77, 3-26.
- Oliveira, J.T., Relvas, J., Pereira, Z., Matos, J., Rosa, C., Munhá, J., Fernandez, P., Jorge, R., Pinto, A., 2013. Geologia Sul Portuguesa, com ênfase na estratigrafia, vulcanologia física, geoquímica e mineralizações da faixa piritosa. In: *Geologia de Portugal* (R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha & J. Kullberg Eds.). Escolar Editora, pp. 673-766.
- Oliveira, J., Pereira, E., Piçarra, J., Young, T., Romano, M., 1992. O Paleozóico Inferior de Portugal: síntese da estratigrafia e da evolução paleogeográfica. In: Gutiérrez-Marco, J.C., Saavedra, J. & Rábano, I. (eds.). *Paleozóico Inferior de Ibero-América*, Universidad de Extremadura, Badajoz, 359-375.
- Ordóñez Casado, B., 1998. *Geochronological studies of the Pre-Mesozoic basement of the Iberian Massif: the Ossa Morena Zone and the Allochthonous Complexes within the Central-Iberian Zone*, Ph.D. thesis, 235 pp., ETH Zurich, Suisse.
- Pamplona, J. 2001., *Tectónica do antifórma de Viana do Castelo – Caminha (ZCI); regime de deformação e instalação de granitóides*. Tese de Doutoramento, Universidade do Minho, Portugal, 191 pp.

- Pastor-Galán, D., Gutiérrez-Alonso, G., Zulauf, G., Zanellan, F., 2012. Analogue modeling of lithospheric-scale oroclinal buckling: Constraints on the evolution of the Iberian-Armorican Arc. *GSA Bulletin* DOI: 10.1130/B30640.1.
- Pereira, E., 1988. Soco Varisco da Zona Centro-Ibérica – Evolução Geodinâmica. *Geonovas*, 10, 13-35.
- Pereira, Z., Meireles, C., Pereira, E., 1999. *Upper Devonian palynomorphs of the NE sector of Trás-os-Montes (Central Iberia Zone)*. XV Reunión de Geología del Oeste Peninsular – International Meeting on Cadomian orogens, Badajoz, 201-206.
- Pereira, M., Silva, J., 2001. The Portalegre-Esperança shear zone: sinistral transcurrent transpression along the Ossa-Morena/Central-Iberian zones boundary (Northeast Alentejo, Portugal). *Com. IGM*, Lisboa 88, 19-32.
- Ribeiro, A., 1983. Structure of the Carrapateira nappe in the Bordeira Area, SW Portugal. *Memórias dos Serviços Geológicos de Portugal*, 29: 91-97.
- Ribeiro, A., 1984. Evolução geodinâmica da zona centro-ibérica. *Geonovas* 1 (7): 145-146.
- Ribeiro, A., 2002. *Soft Plate Tectonics*, Springer Verlag, Berlin. 323p.
- Ribeiro, A., 2013. A Evolução Geodinâmica de Portugal; os ciclos ante-mesozóicos. In Dias, R.; Araújo, A.; Terrinha, P.; Kullberg, J. C. (Eds.). *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria*. Univ. Évora. Évora, 15-57.
- 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: TC6009. doi:10.1029/2006TC002058
- Ribeiro, A., Romão, J., Henriques, S., Dunning, G., Ribeiro, M.L., Neiva, A., Munhá, J., Pereira, E., Castro, P., 2010. Thick-skinned inter-plate and intra-plate tectonics in NW and SW Iberia. *e-Terra* 11/1: 1-4.
- Ribeiro, A., Dias, R., Silva, J.B., 1995. Genesis of the Ibero-Armorican Arc. *Geodinamica Acta*, 8 (2): 173-184.
- Ribeiro, A. R., Rebelo, L. A., 1971. Estudo geológico da região de Moncorvo e em especial do seu jazigo de ferro. *I Cong. Hispano-Luso-Americano Geol. Econ.*, 4: 983-994.
- 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, 114 p.
- Ribeiro, A., Quesada, C., Dallmeyer, R. D., 1990. Geodynamic evolution of the Iberian Massif, in R. D. Dallmeyer and E. Martínez-García (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, Berlin, pp. 397-410.
- Ribeiro, A., Iglesias, M., Ribeiro, M.L., Pereira, E., 1983. Modèle géodynamique des Hercynides Ibériques. *Com. Serv. Geol. Portugal* 69 (2): 291-294.

- Ribeiro, A., Munhá, J., Mateus, A., Fonseca, P., Pereira, E., Noronha, F., Romão, J., Rodrigues, J., Castro, P., Meireles, C., Ferreira, N., 2009. Mechanics of thick-skinned Variscan overprinting of Cadomian basement (Iberian Variscides). *C. R. Geoscience*, 341, 127-139.
- Ribeiro, A., Pereira, E., Ribeiro, M.L., Castro, P., 2013. Unidades alóctones da região de Morais (Trás-os-Montes oriental) In: *Geologia de Portugal* (R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha & J. Kullberg Eds.). Escolar Editora, pp. 333-376.
- Ribeiro, A., Silva, J., 1983. Structure of the South Portuguese Zone. In: M. J. Lemos de Sousa & J. T. Oliveira (Eds.), *The Carboniferous of Portugal*, Memórias dos Serviços Geológicos de Portugal 29, 83-89.
- Ribeiro, A., Pereira, E., Dias, R., 1990. *Structure in the Northwest of the Iberian Peninsula*. In R.D. Dallmeyer e E. Martínez García (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag, Berlim, 220-236.
- Ribeiro, A., Marcos, A. Pereira, E., Llana-Fúnez, S., Farias, P., Fernández, F. J., Fonseca, P., Chaminé, H., Iglésias, M., Rosas, F., 2003. 3-D strain distribution in the Ibero-Armorican arc : a review. In: *VI Congresso Nacional de Geologia*, Universidade Nova de Lisboa, Faculdade de Ciências e Tecnologia, CD-ROM, p. D63-D64
- Ribeiro, A., Munhá, J., Mateus, A., Fonseca, P., Pereira, E., Noronha, F., Romão, J., Rodrigues, J., Castro, P., Meireles, C., Ferreira, N., 2009. Mechanics of thick-skinned Variscan overprinting of Cadomian basement (Iberian Variscides). *C. R. Geosciences*, 341: 127-139.
- Ribeiro, M. L., 2001. *Notícia Explicativa da Carta Geológica Simplificada do Parque Arqueológico do Vale do Côa*, 71 p. Ed. Parque Arqueológico do Vale do Côa. Vila Nova de Foz Côa.
- Rodrigues, J., Pereira, E., Ribeiro, A., 2006. Estrutura interna do Complexo de Mantos Parautóctones, sector de Murça – Mirandela (NE de Portugal). In *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria*, R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha and J. C. Kullberg (Eds.), Universidade de Évora, Évora, pp. 63-84.
- Rodrigues, J., Pereira, E., Ribeiro, A., 2013. Complexo de Mantos Parautóctones do NE de Portugal: Estrutura interna e Tectonoestratigrafia. In: *Geologia de Portugal* (R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha & J. Kullberg Eds.). Escolar Editora, pp. 275-332.
- Rodrigues, J., Ribeiro, A., Pereira, E., Meireles, C., 2003. Organização tectonoestratigráfica do complexo parautóctone do NE de Portugal: uma proposta. *Ciências da Terra* (UNL), Lisboa, nº esp. V, CD-ROM, D77-D79.
- Romão, J., 2000. *Estudo tectono-estratigráfico de um segmento do bordo SW da Zona Centro-Ibérica, e as suas relações com a Zona Ossa Morena*. Ph.D. Thesis, University of Lisbon, pp. 322.
- Romão, J., Coke, C., Dias, R., Ribeiro, A., 2005. Transient inversion during the opening stage of the Wilson Cycle “Sardic phase” in the Iberian Variscides: stratigraphic and tectonic record. *Geodinamica Acta*, 18/2:15-29.

- Romão, J., Metodiev, D., Dias, R., Ribeiro, A., 2013. Evolução geodinâmica dos sectores meridionais da zona Centro-Ibérica. In: *Geologia de Portugal* (R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha & J. Kullberg Eds.). Escolar Editora.,
- Rosa, C.J.P., McPhie, J., Relvas, J.M.R.S., 2009. The Felsic Volcanic Centres of Neves Corvo and Lousal Massive Sulfide Deposits in the Iberian Pyrite Belt, in P. J. Williams et al. (eds), *Smart Science for Exploration and Mining*, Published by Economic Geology Research Unit, James Cook University, Townsville, Australia, ISBN 9780980558685: 484-486.
- Sá, A.A., Meireles, C., Coke, C., Gutiérrez-Marco, J.C., 2005. Unidades litoestratigráficas do Ordovícico da região de Trás-os-Montes (Zona Centro-Ibérica, Portugal), *Com. Geol.*, 92: 31-74.
- Schäfer, H.J., Gebauer, D., Nögler, T.F., Eguiluz, L., 1993. Conventional and ion-microprobe U-Pb dating of detrital zircons of the Tentudía Group (Serie Negra, SW Spain): Implications of zircon systematics, stratigraphy, tectonics and the Precambrian/Cambrian boundary. *Contributions to Mineral Petrology*, 113: 289-299.
- Sequeira A., 1991. O Grupo das Beiras (Complexo Xisto-Grauváquico) entre Zebreira e Penamacor, e a sua relação com o Ordovícico. *III Congresso Nacional de Geologia, Livro de Resumos*, Coimbra.
- Sequeira, A., 1993. Provável discordância intra-Grupo das Beiras na região entre Monfortinho e Idanha-a-Nova. *Comunicações da XII Reunião de Geologia do Oeste Peninsular*, Évora 1: 41-52.
- Silva, A. F., Ribeiro, A., 1985. Thrust tectonics of Sardinian Age in the Alto Douro Region (Northeastern Portugal). *Comun. Serv. Geol. Portugal* 71: 151-157.
- Silva, A. F., Rebelo, J. A., Ribeiro, M. L., 1987-1989. *Carta Geológica de Portugal, escala 1:50.000. Notícia explicativa da folha 11-C (Torre de Moncorvo)*, Serv. Geol. Portugal, Lisboa, 65 p.
- Silva, A., Ribeiro, M. L., 1991. *Carta Geológica de Portugal na Escala 1:50 000 e Notícia Explicativa da Folha 15-A (Vila Nova de Foz Côa)*, Lisboa: Serviços Geológicos de Portugal, 52 p.
- Silva, A., Ribeiro, M. L., 1994. *Carta Geológica de Portugal na Escala 1:50 000 e Notícia Explicativa da Folha 15-B (Freixo de Espada à Cinta)*, Lisboa: Instituto Geológico e Mineiro, 48 p.
- Silva, A.F., Romão, J., Sequeira, A., Ribeiro, M.L., 1988. Geotransversal no Grupo das Beiras (Complexo Xisto-Grauváquico) entre os sinclínios de Mação e Penha Garcia (Centro-Leste de Portugal), *Comunicações da XI Reunião Geol. Oeste Peninsular*, Bragança.
- Silva, J., Pereira, M., Chichorro, M. 2013. Estrutura das áreas internas da Zona Sul Portuguesa, no contexto do Orógeno Varisco. In R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha e J. Kullberg (Eds.), *Geologia de Portugal*, Livraria Escolar Editora, vol. 1, Escolar Editora, 767-786.
- Simancas, J.F., Carbonell, R., González Lodeiro, F., Pérez Estaún, A., Juhlin, C., Ayarza, P., Kashubin, A., Azor, A., Martínez Poyatos, D., Almodóvar, G.R., Pascual, E., Sáez, R., Expósito, I., 2003. The crustal structure of the transpressional Variscan orogen of SW Iberia. The IBERSEIS deep seismic profile. *Tectonics* 22(6): 1062.

- Simancas, J.F., Martínez Poyatos, D., Expósito, I., Azor, A., Gonzalez Lodeiro, F., 2001. The structure of a major suture zone in the SW Iberian Massif: the Ossa Morena/Central Iberian contact. *Tectonophysics* 332:295-308.
- Solá, A. R., Chichorro, M., Pereira, M. F., Medina, J., Linnemann, U., Hofmann, M., Silva, J. B., 2011. Idades U-Pb dos zircões detríticos do grupo das beiras – Implicações para a evolução do SW da ibéria durante o neoproterozóico U-Pb detrital zircon ages from the beiras group – implications for the neoproterozoic evolution of the SW iberia. In *Livro de Actas do VIII Congresso Ibérico de Geoquímica/XVII Semana da Geoquímica*, Castelo Branco.
- Sousa, M.B., 1982. *Litoestratigrafia e estrutura do “Complexo Xisto-Grauváquico” Ante-Ordovícico-Grupo do Douro (NE de Portugal)*. Tese de doutoramento, Coimbra, 223 p.
- Sousa, M.B., Sequeira, A., 1993. O limite Precâmbrico-Câmbrico da Zona Centro-Ibérica, em Portugal. *Comunicações da XII Reunião de Geologia do Oeste Peninsular*, Évora 1, 17-28.
- Sousa, M.B., Sequeira, A.J.D., 1987-1989. *Carta Geológica de Portugal na escala 1/50000. Notícia explicativa da folha 10-D (Alijó)*, Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 59p.
- Talavera, C., Montero, P., Martínez Poyatos, D., Williams, I.S., 2012. Ediacaran to Lower Ordovician age for rocks ascribed to the Schist-Graywacke Complex (Iberian Massif, Spain): Evidence from detrital zircon SHRIMP U-Pb geochronology. *Gondwana Research*, 22: 928-942.
- Teixeira, C., 1955. *Notas sobre a Geologia de Portugal: o Complexo Xisto-Grauváquico ante-Ordoviciano*. Empresa Literária Fluminense, Lisboa, 50 p.
- Teixeira, C., Gonçalves, F., 1980. *Introdução à geologia de Portugal*, Instituto Nacional de Investigação Científica, Lisboa, pp 376.
- Teixeira, R. J. S., 2008. *Mineralogia, petrologia e geoquímica dos granitos e seus enclaves da região de Carrazeda de Ansiães*. Tese de doutoramento não publicada, Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, 430 pp.
- Valle Aguado, B., Arenas, R., Martínez Catalán, J.R., 1993. Evolución metamórfica Varisca en la región de la Serra de Arada (Norte de Portugal). *Comunicações Instituto Geol. e Mineiro de Portugal*, 79, pp. 41-61.
- Valle Aguado, B., Azevedo, M.R., Nolan, J. & Martinez Catalán, J.R., 2007. Extensão varisca D2 na cintura metamórfica de Porto-Viseu: dados geocronológicos  $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ . *XV Semana de Geoquímica e VI Congresso Ibérico de Geoquímica*, Vila Real, 2007. Livro de Resumos, 106, CD-ROM, 166-169.
- Valle Aguado, B., Azevedo, M.R., Schaltegger, U., Martínez Catalán, J., Nolan, J. 2005., U-Pb zircon and monazite geochronology of Variscan magmatism related to syn-convergence extension in Central Northern Portugal. *Lithos* 82: 169–184.
- Valverde-Vaquero, P., Díez-Balda, M.A., Díez-Montes, A., Dörr, W., Escuder, J., González-Clavijo, E., Maluski, H., Rodríguez-Fernández, L.R., Rubio, F., Villar, P., 2006. Timing of Variscan

metamorphism and the Central Iberian paradox. *Geophysical Research Abstracts*, 8, 01309, SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU06-A-01309

- Villar, P., EscuderViruete, J., Martínez Catalán, J.R., 1992. La Zona de Cizalla de Juzbado-Penalva do Castelo en el sector Español. *Livro de Actas del III Congreso Geológico de España*, Vol.3, pp. 446-456.
- Villaseca, C., Barbero, I., Rogers, G., 1998. Crustal origin of Hercynian peraluminous granitic batholiths of central Spain: petrological, geochemical and isotopic (Sr, Nd) constraints. *Lithos* 43: 55–79.
- Villaseca, C., Merino, E., Oyarzun, R., Orejana, D., Pérez-Soba, C., Chicharro, E., 2014. Contrasting chemical and isotopic signatures from Neoproterozoic metasedimentary rocks in the Central Iberian Zone (Spain) of pre-Variscan Europe: Implications for terrane analysis and Early Ordovician magmatic belts, *Precambrian Research*, 245: 131-145.
- Weil, A. B., Van der Voo, B., Van der Pluijm, B., 2001. Oroclinal bending and evidence against the Pangea megashear: The Cantabria-Asturias arc (northern Spain), *Geology*, 29, 11: 991-994.
- Weil, A.B., Gutiérrez-Alonso, G., Conan, J., 2010. New time constraints on lithospheric-scale oroclinal bending of the Ibero-Armorican Arc: a paleomagnetic study of earliest Permian rocks from Iberia. *Journal of the Geological Society*, London, 167: 127-143.