

# CAPÍTULO 2

CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA DO NW  
DE TRÁS-OS-MONTES (CHAVES,  
MONTALEGRE E BOTICAS)

EURICO PEREIRA\*  
JOSÉ RODRIGUES\*\*

\* LNEG (S. Mamede de Infesta), FEUP.  
\*\* FEUP. LNEG (S. Mamede de Infesta).

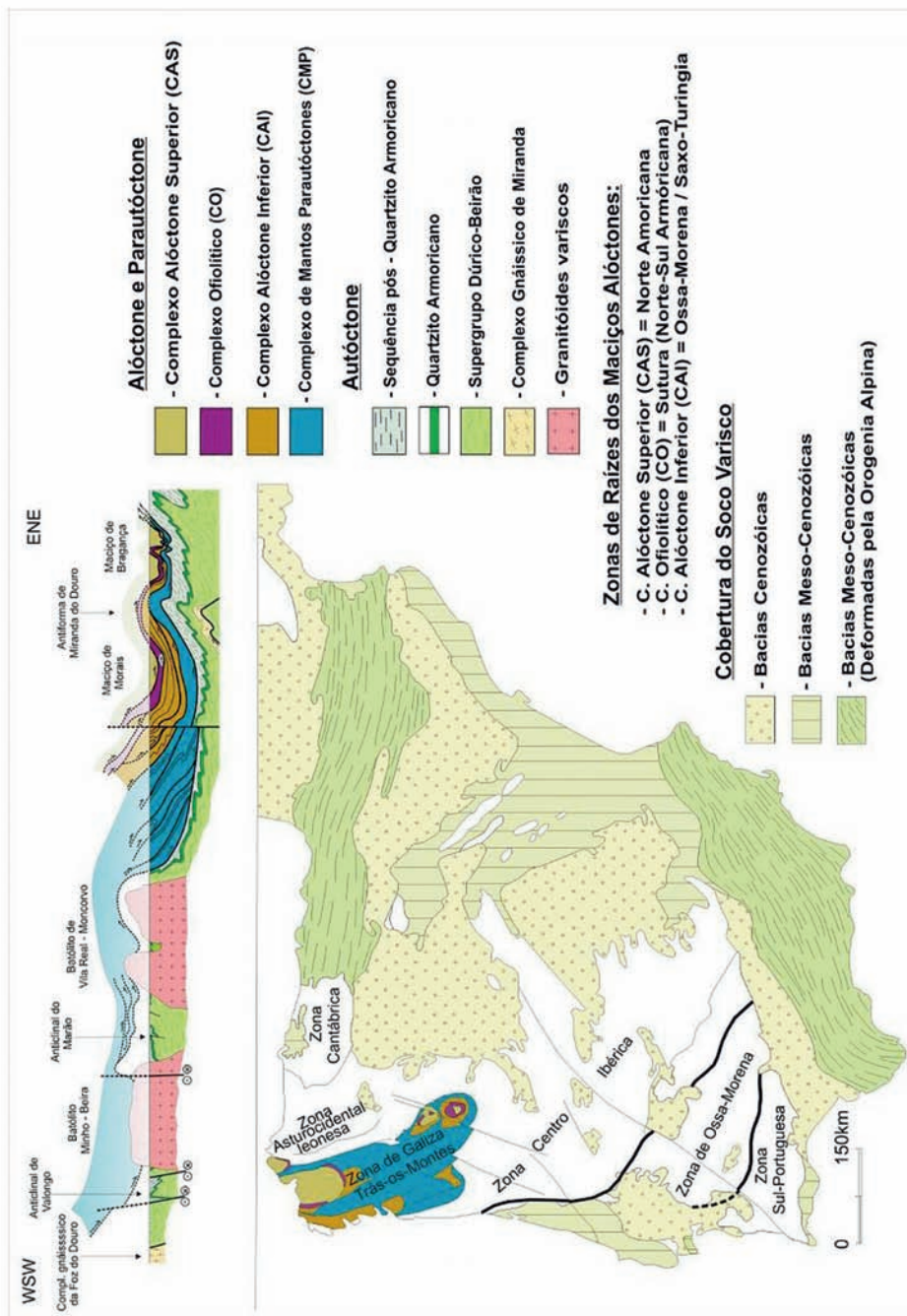
# 1. INTRODUÇÃO

Em ampla abordagem geológica, o sector NW de Trás-os-Montes insere-se no Cinturão Orogénico Varisco Europeu e, dentro deste, no segmento varisco do NW Ibérico.

O Cinturão Varisco é um orógeno desenvolvido no período Devónico – Carbonífero (ca 390-280 Ma) consequente da progressiva colisão entre as massas continentais Gondwana (actuais América do Sul, África, Antárctida, Austrália e Índia) e Laurússia (actuais América do Norte e Norte da Europa). Esta colisão de continentes sucede o fecho de um oceano, designado Oceano Rheic (e.g. Matte 1991; Ribeiro *et alii* 2007; Martínez Catalán *et alii* 2009). Contudo, o Cinturão Varisco abarca toda a Europa desde o Maciço da Boémia até ao SW Ibérico, prolongando-se ainda pela cadeia Aleganiana, na costa leste da América do Norte.

No contexto do Cinturão Orogénico Varisco, o segmento NW Ibérico ocupa a zona axial do orógeno. Caracteriza-se pela presença de vários Complexos Alóctones que compreendem terrenos exóticos representativos dos Continentes Gondwana e Laurússia e, bem assim, do oceano Rheic, situado entre estes continentes antes da colisão que originou a Cadeia Varisca. Os retalhos do paleooceno dispersos no interior da cadeia de montanhas são designados Complexos Ofiolíticos. No estudo e compreensão das antigas cadeias, como é o caso da Cadeia Varisca, os complexos ofiolíticos revestem-se de especial significado por permitirem reconstituir a paleosutura segundo a qual se verificou o choque de continentes. Através dos complexos ofiolíticos consegue-se, pois, delinear, na Europa, a complexa sutura que conduziu à formação do Pangea, megacontinente resultante da colisão de continentes e formação da Cadeia Varisca. Assim, uma imagem planisférica do planeta Terra após o máximo desenvolvimento da Orogenia Varisca, ca de 250 Ma, mostrar-nos-ia uma geografia surpreendente com os continentes todos reunidos naquele megacontinente, banhado por um super oceano.

Reportando-nos à Península Ibérica, na Galiza, em Espanha, e NE de Trás-os-Montes, em Portugal, o conjunto de Maciços Alóctones de Cabo Ortegal, Ordenes, Unidade de Malpica-Tui-Valença e Maciços de Bragança e Morais, definem, no conjunto, uma secção contínua através da zona de sutura varisca. Esta sutura, com orientação WNW-ESSE, é marcada, como se referiu, pela presença de complexos ofiolíticos, isto é, testemunhos do paleooceno varisco. Considerando, ainda, a secção da sutura varisca do segmento NW Ibérico, é possível reconhecer três terrenos exóticos incluídos naqueles Complexos Alóctones. Formam um empilhamento de unidades em que a superior (Complexo Alóctone Superior) é um fragmento do Continente Laurússia, a intermédia (Complexo Ofiolítico), um fragmento do Oceano Rheic e a inferior (Complexo Alóctone Inferior), um fragmento do Continente Gondwana.



**Fig. 1:** O segmento NW Ibérico corresponde a uma zona com características paleogeográficas, tectónicas e estratigráficas semelhantes (Zona de Galiza Trás-os-Montes); compreende os Complexos Alóctones e o Complexo de Mantos Parautoctones (CMP), isto é, unidades tectono-estratigráficas que sofreram transporte e deslocamento da sua zona de raízes, durante a Colisão Varisca.

Todavia, os Complexos Alóctones, assim designados por se encontrarem deslocados da sua zona de raízes segundo uma flecha de cerca de 200 km, ao sobrepor-se à margem do continente Gondwana, arrastam, na frente orogénica, outro conjunto de rochas designado por Complexo Parautóctone. Este complexo não exhibe o carácter exótico dos primeiros, sofreu transporte de menor amplitude e, do ponto de vista da sucessão litoestratigráfica, tem afinidades com os terrenos autóctones, razão pela qual recebe o nome de Parautóctone. Os terrenos autóctones, como o próprio nome indica não são desenraizados durante o processo orogénico (Fig. 1).

Nesta perspectiva, a região NW de Trás-os-Montes, abarcando as áreas administrativas de Chaves, Montalegre e Boticas, corresponde a uma parte da bacia marinha que marginava o continente Norte Gondwana, bacia desenvolvida entre os períodos Câmbrico e Devónico, isto é, durante a máxima expansão do Oceano Rheic. Com a Colisão Varisca, a bacia sofreu deformação tectónica e redução espacial por sobreposição de Complexos Alóctones ao Complexo Parautóctone e, por sua vez, sobreposição destas unidades aos terrenos autóctones. No presente, apenas aflora, na região em análise, o Complexo de Mantos Parautóctone (CMP). Subordina-se a um amplo sinforma desenvolvido a leste do antiforma de Serra Amarela-Vila Real-Moncorvo, (Fig. 1). O antiforma gerado nas fases tardias de deformação Varisca ( $D_3$ ) é ocupado por extenso maciço granítico compósito; o sinforma é dominado por sedimentos marinhos, com idade compreendida entre o Ordovícico Superior e Devónico. As várias unidades litoestratigráficas dissociáveis no sinforma integram como se referiu o CMP. No domínio do CMP instala-se uma grande variedade de maciços graníticos, escalonados no tempo, mas todos eles gerados e interdependentes do processo de colisão de continentes que teve como resultado a edificação da Cadeia Varisca. Os efeitos de fusão crustal e mobilização de elementos metálicos dispersos nos sedimentos, induzidos pelo gradiente térmico e fluidos oriundos da instalação dos granitos, contribuíram de forma decisiva para a concentração de índices de mineralizações distintas (Sn, W, Mo, Li, As, Au, Ag e U) existentes na região NW de Trás-os-Montes.

## 2. COMPLEXO DE MANTOS PARAUTÓCTONES (CMP)

O registo geológico mais antigo na região considerada é uma extensa sucessão de rochas xistentas que bordejam os maciços graníticos acima referidos. A apreciação geológica de um conjunto metamórfico, como é o caso, pretende sempre conhecer as rochas originais e a evolução geológica posterior que as metamorfozou.

No caso da região em apreço, e devido ao baixo grau metamórfico, é possível reconhecer com facilidade a origem sedimentar da sequência xistenta. Com efeito, a composi-

ção mineralógica dos xistos e a ocorrência de relíquias de estruturas sedimentares permite concluir sem margem para dúvidas a origem sedimentar dos extensos afloramentos xistosos, razão pela qual se utiliza com frequência a designação metassedimentos.

A questão que então se coloca é a de conhecer a evolução da bacia oceânica onde se depositaram estes sedimentos. O facto de ocorrerem sob o manto alóctone ofiolítico, vestígio de um antigo oceano, permite concluir a afinidade gondwânica desta série sedimentar. Ou seja, a zona de deposição destes sedimentos, não estando tão próxima da área emersa como estava a sequência autóctone pertencente, ainda assim, à margem gondwânica desse oceano.

Olhando mais pormenorizadamente para esta sequência metassedimentar podem nela reconhecer-se diversas litologias cuja sucessão vertical constitui um registo da respectiva evolução basinal. Devido à proximidade dos maciços graníticos regionais, os metassedimentos estão mais recristalizados e o aumento da geotérmica crustal devido à instalação dessas massas graníticas, tende a apagar as características das rochas originais, tornando mais problemática a identificação da sucessão sedimentar original. No entanto, no prolongamento SE desta região, designadamente nas serras da Garraia e Santa-Comba, é possível estabelecer com pormenor a sucessão parautóctone original. Aí cartografaram-se e definiram-se quatro unidades estratigráficas que, de seguida, se referem. Da base para o topo sucedem-se as seguintes unidades estratigráficas (Rodrigues *et alii* 2006; Rodrigues 2008):

- Formação dos Filitos Cinzentos – Unidade predominantemente filítica com algumas intercalações de níveis vulcânicos com elevada percentagem de sílica (rochas vulcânicas ácidas). Não há qualquer dado que permita definir com rigor a idade desta unidade, mas a sua posição inferior às formações dos Quartzitos Superiores e dos Xistos Superiores, bem como algumas datações radiométricas em unidades semelhantes na Galiza, permitem referir uma idade Ordovícica provável.
- Formação dos Quartzitos Superiores – Unidade composta essencialmente por quartzitos xistosos e alguns níveis de ortoquartzitos maciços. A sua maior resistência à erosão permite reconhecê-la muito facilmente na paisagem. Os afloramentos desta unidade formam, regra geral, relevos mais elevados, como é o caso das serras da Garraia e Santa Comba no sector de Murça e Mirandela. A sua posição imediatamente inferior à Formação dos Xistos Superiores, que como se justificará de seguida tem uma idade landoveriana, permite avançar com uma idade silúrica basal provável para esta unidade.
- Formação dos Xistos Superiores – A identificação desta unidade estratigráfica é muito fácil atendendo às litologias que a formam serem muito características. Esta formação é formada essencialmente por xistos negros com frequentes intercalações de chertes negros (líditos). Até à data, são desta unidade estratigráfica os únicos achados fósseis encontrados, na região em referência. Tratam-se de graptólitos que permitem datar esta unidade com uma idade landoveriana (base do Silúrico) (Romariz 1969; Piçarra *et alii* 2006).

- Formação dos Xistos e grauvaques culminantes – É a unidade que se segue aos xistos negros com líditos. É constituída essencialmente por filitos e grauvaques que formam um conjunto de natureza flyschóide. Com base na natureza litológica desta unidade e seu enquadramento no contexto da evolução da margem gondwânica, admite-se uma idade devónica provável.

A reconstituição da sucessão estratigráfica original só é possível depois de se retirar os efeitos da deformação que as rochas sofreram durante o fecho do oceano varisco e subsequente colisão continental. Os movimentos das vastas áreas continentais que, sucessivamente, vão modificando paleogeografias pela abertura e fecho de oceanos e mudança de posição das áreas continentais, dão origem a forças tectónicas que levam à formação de cadeias de montanhas num processo que se designa globalmente por orogenia. O caso de Trás-os-Montes é disso um exemplo paradigmático, uma vez que, como foi referido logo no início, é possível encontrar nesta região de Portugal, uma amalgamação de várias porções das placas litosféricas cujos movimentos convergentes conduziram ao fecho do oceano Rheic e à elevação da cadeia de montanhas varisca, hoje em dia já arrasada pela erosão.

Neste contexto, a sucessão estratigráfica acabada de se descrever, encontra-se profundamente dobrada e xistificada estando, para além disso, desenraizada do seu local de origem. Ou seja, foi transportada ao longo de várias dezenas de quilómetros do local onde se depositou. Se os metassedimentos autóctones estão dobrados e metamorfizados, mas apenas foram comprimidos, encontrando-se na posição de origem, já os metassedimentos do CMP, para além da deformação xistenta que exibem, foram carreados sobre os materiais autóctones. As evidências desta interpretação tectónica estão relacionadas com a existência de um importante acidente tectónico que, afluando desde o NW da Galiza prolonga-se até ao NE transmontano, separando, tal como se pode ver na figura 1, as unidades enraizadas das unidades paraúctones e alóctones.

Esse importante acidente tectónico designa-se por MTMT (abreviatura de Main Trás-os-Montes Thrust) (Ribeiro *et alii* 1990), e está marcado no terreno por intenso esmagamento das rochas que se situam junto a essa superfície de movimento sobre a qual foram transportadas todas as unidades alóctones. Às unidades transportadas tectonicamente dá-se o nome de mantos de carreamento. Estes mantos podem ser paraúctones ou alóctones, consoante o seu grau de afastamento original relativamente à grande massa continental gondwânica.

Para finalizar este ponto pode então ser dito que o empilhamento vertical de mantos de carreamento do NE de Portugal é representativo de unidades situadas em paleogeografias distintas. A sucessão metassedimentar do CMP aflorante na região do NW de Trás-os-Montes representa os sedimentos depositados em posição distal de uma plataforma continental da margem gondwânica. Posteriormente esses sedimentos foram metamorfizados, deformados, transportados sobre o Gondwana durante a colisão continental que originou a cadeia de montanhas varisca e, finalmente, intruídos pelas massas graníticas que se falará de seguida.



### 3. GRANITÓIDES DO NW DE TRÁS-OS-MONTES

A região que estamos a considerar fica inteiramente situada na Zona de Galiza Trás-os-Montes (ZGTM), isto é, a zona paleogeográfica e tectónica que, na Ibéria, alberga os terrenos alóctones e parautoctones do Orógeno Varisco. O espessamento crustal, induzido pelo empilhamento de mantos de carreamento parautoctones e alóctones, inibe de alguma forma a instalação de rochas granitóides. É o que se verifica no NE de Trás-os-Montes onde a presença de granitos é pouco expressiva nas áreas dos Maciços de Bragança e Morais. No caso vertente da área em apreço, o espessamento da crosta foi menor, porquanto, apenas se sobrepõe o CMP aos terrenos autóctones. Deste modo, alguns maciços graníticos tiveram ensejo de se implantar na região, intruindo e metamorfisando as unidades metassedimentares do Complexo de Mantos Dobrados do Parautoctone.

As rochas graníticas, regra geral, são o resultado da sobreposição de pressão e temperatura desenvolvidas no processo orogénico ou de edificação de uma cadeia de montanhas. Estes processos incrementam o chamado metamorfismo orogénico ou regional e induzem fusão da crosta, quer a nível médio, quer a nível da crosta mais profunda. Assim, temos, respectivamente, duas classes de rochas graníticas (Ferreira *et alii* 1987): os granitos resultantes da fusão da crosta média que recicla metassedimentos hidratados e até outros granitóides, originando os chamados *granitos de duas micas* que se instalam durante e após o desenvolvimento das fases de deformação tectónica do orógeno; e os granitos oriundos da fusão da crosta mais profunda que recicla materiais desidratados, em domínios de mais alta temperatura e pressão confinante, mas menor pressão de fluidos, o que retarda o processo de instalação nos níveis crustais superiores. Estes últimos são designados *granitos biotíticos com plagioclase cálcica* e instalam-se durante os últimos eventos do orógeno, controlados, quer pela descompressão orogénica, quer por fracturação tardia que facilita o ascenso e instalação destes granitos.

Existem outros tipos de granitos tais como os anorogénicos instalados nos grandes escudos cratónicos e, bem assim, os granitos de tipo cordilheira, como os da Cadeia Andina. Uns e outros não estão presentes em Trás-os-Montes W, muito embora possam ocorrer em outros locais do país.

Às duas tipologias de granitóides existentes na região em estudo é consenso atribuírem-se alguns atributos, particularmente, no respeitante à génese magmática, caracterização químico-mineralógica e especialização metalogenética. Assim, os *granitos de duas micas* resultam do magmatismo colisional, gerado na colisão de massas continentais. Exibem quimismo peraluminoso, rico em  $Al_2O_3$ , óxido muito abundante na crosta média em conjunto com  $SiO_2$ , e são responsáveis por mineralizações e/ou mobilizações importantes de W-Sn, W-As- Au, Sn-Li, U. Quanto aos *granitos biotíticos com plagioclase cálcica*, resultam de magmas gerados na crosta inferior que, eventualmente, se podem hibridizar com os magmas colisionais, acima referidos. Exibem um quimismo que tanto pode ser peraluminoso, como metaluminoso (mais rico em CaO,  $Fe_2O_3$  e MgO que o peraluminoso) e reve-

lam especialização metalogénica muito diversificada, podendo encontrar-se, especialmente relacionadas com este magmatismo, mineralizações em Sn (Mo), Sn-W, U e as associações: (As-Au-Ag, Sb-Pb, Sb-Au, Pb-Zn-Cu).

Os *granitos de duas micas* dão corpo ao maciço que se desenvolve entre Boticas e Chaves até à fronteira com Espanha. Trata-se de um maciço homogéneo composto de granito de grão médio de duas micas. Apenas, mostra uma pequena diferenciação de granito de grão médio a grosseiro, porfiróide, situado a norte de Chaves.

No respeitante ao maciço granítico que se desenvolve segundo a direcção NW-SE, entre Tourém e Curros (Boticas), é de natureza compósita, isto é, compreende granitos das duas tipologias apontadas. Além disso, na área entre as localidades de Tourém, Mourilhe e Paradela torna-se possível observar um complexo autóctone de gnaisses e migmatitos, ou seja, um domo térmico onde se verificou fusão crustal, origem dos granitos de duas micas. Dentro deste domo individualiza-se o granito de Parada considerado muito precoce relativamente às fases de deformação variscas. Nas imediações da Albufeira do Alto Rabagão, sucedem-se fácies de granito deformado tectonicamente, com grão grosseiro a médio, porfiróide, de duas micas e, a sul da Albufeira, fácies de granito não deformado, de grão médio a grosseiro, porfiróide, também de duas micas.

Em relação aos *granitos biotíticos com plagioclase cálcica*, no maciço compósito de Tourém-Curros, em análise, estes granitóides ocorrem segundo intrusões mais ou menos isoladas no interior ou na periferia dos granitos de duas micas referidos. Formam os pequenos batólitos de Cambeses do Rio, Pondras e Bosto Frio. O granito da mina da Borralha, embora situado a oeste do maciço de Tourém – Curros, também pertence a esta tipologia.

A enquadrar a área em análise, a Oeste, Sul e Este, ocorre uma terceira tipologia de granitos, conhecida no norte de Portugal por *granitos de tipo Gerês*, dado serem dominantes na área da Serra com o mesmo nome. Trata-se dos maciços graníticos do Gerês, Vila Pouca e Leste de Chaves que servem de moldura à área em análise. Do ponto de vista químico-mineralógico são granitóides semelhantes aos *granitos biotíticos com plagioclase cálcica*. Diferem destes quanto ao processo mais tardio de instalação. São granitóides cujo ascenso e implantação em domínios crustais superiores são controlados por fracturação frágil, correspondente aos últimos episódios do Orógeno Varisco. Por esse facto, são considerados tardi a pós-orogénicos. Ao contrário das duas tipologias de granitos, antes analisadas, os *granitos de tipo Gerês* são totalmente isentos de deformação dúctil, facto que lhes confere valor comercial e utilização como rocha ornamental. Revelam, além disso, especialização metalogénica, podendo encontrar-se a seguinte sequência de elementos, genética e especialmente associada a este magmatismo, (Noronha, 1984): Sn-W-Cu-Mo-Bi ou as associações Mo-W, U e (Pb-Zn-Ag).



## 4. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A região em análise é pródiga em recursos geológicos que envolvem rochas diversas e minerais úteis de que se destacam mineralizações de Sn-W e outras mineralizações subordinadas, tais como Nb-Ta, Li-Be, Cu-Au-Ag. Este facto deve ter influenciado, de algum modo, a fixação humana ao longo dos tempos.

Evidências de pré-concentrações destes elementos têm sido identificadas nos metasedimentos do CMP, em parte, devidas aos episódios de vulcanismo sin-sedimentar intercalados na sequência, como é o caso dos níveis de rochas vulcânicas ácidas abundantes na Formação dos Filitos Cinzentos, base do Complexo Parautóctone. São mais fáceis de reconhecer, no caso do Sn, as pré-concentrações sedimentares detríticas e, no caso do W, alguns tipos de concentrações químicas ou exalativo-vulcânicas. Todavia, a maior parte das minas e ocorrências destes elementos úteis denotam estreita relação genética e espacial com os granitóides variscos. Os dois processos são perfeitamente compatíveis, dado os granitóides variscos resultarem, em grande parte, de fusão da crosta continental, durante o processo de metamorfismo orogénico, como se referiu antes. Esta reciclagem crustal induz um processo de concentração por cristalização fraccionada mais eficaz para o Sn do que para o W, acentuada por fusões repetidas da crosta continental. Com efeito, são frequentes mineralizações de Sn na massa dos termos mais diferenciados das diferentes séries de granitos, independentemente da idade destas séries, ao passo que o W é, essencialmente, veiculado pelos voláteis juntamente com Sn e outros elementos. Este modelo implica diferentes gerações da mineralização e zonalidade centrípeta (Sn e outros) ou centrífuga (W e outros), admitida por alguns autores (Derré 1982; Noronha e Ramos 1993).

## BIBLIOGRAFIA

- DERRÉ, C. (1982) – Caractéristiques de la distribution des gisements à étain et tungstène dans l'Ouest de l'Europe. *Miner. Dep.* 17. 55-77.
- FERREIRA, N.; IGLESIAS, M.; NORONHA, F.; PEREIRA, E.; RIBEIRO, A. & RIBEIRO, M. L. (1987) – Granitóides da Zona Centro-Ibérica e seu enquadramento geodinâmico. In: *Libro Homenaje a L. C. Garcia de Figuerola. Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hesperico*. Madrid: Edit. Rueda. 37-52.
- MARTÍNEZ-CATALÁN, J. R.; ARENAS, R.; ABATI, J.; SÁNCHEZ MARTÍNEZ, S.; DÍAZ GARCIA, F.; FERNÁNDEZ SUÁREZ, J.; CUADRA, P.G.; CASTIÑERAS, P.; GÓMEZ BARRERO, J.; MONTES, A. D.; 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 Iberia. *C. R. Geoscience*. 341. 114-126.
- MATTE, P. (1991) – Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in Western Europe. *Tectonophysics*. 196. 309-337.
- NORONHA, F. (1984) – Mineralizações espacial e geneticamente associadas ao maciço granítico da Serra do Gerês. Um exemplo de zonalidade. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*. 7. 87-99.

- NORONHA, F.; RAMOS, J. F. (1993) – Mineralizações auríferas primárias no norte de Portugal. Algumas reflexões. *Cuad. Labor. Xeol. Laxe*. 18. 133-146.
- PIÇARRA, J.M.; GUTIÉRREZ-MARCO, J. C.; SÁ, A.; MEIRELES, C.; GONZÁLEZ-CLAVIJO, E. (2006) – Silurian graptolite biostratigraphy of the Galiza-Trás-os-Montes Zone (Spain and Portugal). *GFF*. Sweden: The Geological Society. vol. 128. 185-188.
- 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 the SW Europe Variscides. *Tectonics*. 26. 1-24.
- RIBEIRO, A.; PEREIRA, E. & DIAS, R. (1990) – Structure in the NW of the Iberia Peninsula (Alloctonous sequences). In: DALLMEYER, R. D. & MARTINEZ GARCIA, E. (Eds.) – *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag. p. 220-236.
- RODRIGUES, J. F. (2008) – *Estrutura do arco da Serra de Santa Comba-Serra da Garraia. Parautóctone de Trás-os-Montes*. Lisboa: Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. 308 p. Dissertação de Doutoramento.
- RODRIGUES, J.; PEREIRA, E. e RIBEIRO, A. (2006) – Estrutura interna do Complexo de Mantos Parautóctones, sector de Murça-Mirandela (NE de Portugal). In: DIAS, R & ARAÚJO, A. (Eds.) – *Geologia de Portugal no Contexto da Ibéria*. Évora: Universidade de Évora. p. 63-84.
- ROMARIZ, C. (1969) – Graptolitos Silúricos do Noroeste Peninsular. *Com. Serv. Geol. Portugal*. Lisboa. T. LIII. 107-156.