

II.3. Granitóides do NW Peninsular (ZCI): quadro tectónico

A primeira ocorrência de um episódio magmático, no NW Peninsular (ZCI), reporta-se ao Precâmbrico (Cadeia Cadomiana), e refere-se ao ortognaisse de Miranda do Douro (Lancelot *et al.*, 1985). Ainda desta idade é o ortognaisse biotítico da Foz do Douro (Andrade *et al.*, 1983).

A abertura do sulco intracontinental, no Câmbrico inferior, com o estiramento e a subsidiência do soco Precâmbrico, talvez tenha implicado a subida das isogeotérmicas e, assim, criado condições para a ocorrência de plutonismo granítico, embora raro. Será exemplo, do exposto anteriormente, o ortognaisse das Ilhas Sisargas (Pinto *et al.*, 1987).

O quadro tectónico do Câmbrico superior poderá ter permitido, nalguns casos, a génese de magmas crustais de composição granítica, como é, possivelmente, o caso do ortognaisse de Gandra (Ferreira *et al.*, 1987).

No Ordovícico superior regista-se uma franca representação do magmatismo granítico, *e.g.*, os ortognaisses da Galiza datados por Priem (Pinto *et al.*, 1987).

Pelo facto da maioria dos granitóides da ZCI estarem ligados ao ciclo varisco, Ferreira *et al.* (1987) elaboraram um modelo que referenciou a sua instalação à orogenia varisca e às suas três principais fases de deformação. A classificação proposta seria então a seguinte: granitóides pré-orogénicos; granitóides sinorogénicos (sin-F₁, sin-F₂ e sin-F₃, tardi a pós- F₃) e granitóides tardi a pós-orogénicos.

Neste contexto, os granitóides a que temos vindo a fazer menção enquadram-se naquilo a que estes autores designam por granitóides pré-orogénicos.

A partir do Devónico médio inicia-se a instalação dos granitóides sin-F₁ da faixa blastomilonítica de Oliveira de Azeméis, Foz do Douro, Leça da Palmeira, Praia do Paraíso e do Marreco, Fânzeres (Ferreira *et al.*, 1987) e do litoral Oeste da Galiza (Pereira, 1988).

Grande parte dos granitóides sinorogénicos (sin-F₂, sin-F₃ e tardi-F₃) é formada por granitos de duas micas. Estes granitos formam-se aquando da convergência e colisão de duas

placas litosféricas continentais (*e.g.*, Lefort, 1981; Chappell e White, 1992). Doutro modo, poder-se-á dizer que após o término da subducção e/ou obducção da crosta oceânica sobrepõem a colisão continental, com espessamento crustal, a qual acarreta a fusão da crosta continental e, assim, a génese de granitos peraluminosos (Barbarin, 1999), nomeadamente dos granitos de duas micas. Segundo Pitcher (1979) e Ribeiro (1984), a colisão continental que gera estes granitos é oblíqua.

No NW de Portugal existem granitos de duas micas (*e.g.*, granitos de Monte de Faro, Taião e Vilarinho) sin-F₂, que se geraram na vizinhança de planos de carreamento relacionados com o transporte dos mantos do alóctone para Este (episódio relacionado com o fecho do ramo Norte do Oceano Varisco). Na continuidade cinemática deste processo dá-se a colisão intracontinental, gerando-se, então, a maioria dos granitos de duas micas (figura.II.18A), os quais estão relacionados com a retoma, em regime de desligamento, de direcções de cisalhamento precoces e, também, com os dobramentos que se originaram nesta fase, instalando-se em domos térmicos autóctones ou ascendendo para ocupar os núcleos de antiformas F₃ (Pereira, 1988).

Dado que os granitos de duas micas estão, invariavelmente, enraizados em importantes zonas de cisalhamento dúctil, quer sejam transcurrentes quer sejam carreantes, que afectam a crosta (*e.g.*, Barbarin, 1996), assim, a presença de uma estruturação tectónica prévia (zonas de cisalhamento dúctil) e de metamorfismo regional podem ser um factor determinante para a ascensão ou mesmo criação de magmas graníticos (fusão de materiais crustais - anatexia húmida, devido à subida das isogeotérmicas).

Tanto no caso dos granitos de duas micas como no dos granitóides com biotite e plagioclase cálcica (que mencionaremos de seguida) que se instalaram durante F₃, é necessário salientar que constituem a maioria dos maciços de granitóides no NW peninsular. Este volume de magma só poderia ascender e se instalar, na circunstância de haver descontinuidade no regime compressivo gerado pela convergência e colisão continental. De facto, existe um período de distensão entre F₂ e F₃ que está relacionado com a migração, no espaço e no tempo, dos mantos do alóctone para E (Pereira, 1988).

O outro grupo importante dos granitóides sinorogénicos (sin-F₃, tardi-F₃ e tardi a pós-F₃) é o dos granitóides com biotite e plagioclase cálcica, os quais devem ter uma origem profunda, resultando, pelo menos nalguns casos, da fusão parcial de gnaisses e xistos pelíticos e/ou quartzo-feldspáticos, com resíduo granulítico (Albuquerque, 1978). Os granitóides mais deformados (sin-F₃) que correspondem aos granodioritos precoces (Capdevila *et al.*, 1973), encontram-se distribuídos, segundo Ferreira *et al.* (1987), em quatro alinhamentos principais (figura.II.18B): alinhamento ocidental (coincidente com o Sulco Carbonífero Dúrico-Beirão); alinhamento intermédio (acompanhando o cisalhamento de Vigo-Régua); alinhamento oriental (seguindo o cisalhamento Laza-Rebordelo); alinhamento do extremo nordeste (correspondendo ao cisalhamento Vivero-Ifanes). Pereira (1988) define, ainda, um outro alinhamento que designa como um arco que “segue a bordadura do maciço de Paredes de Coura”. Na opinião de Ferreira *et al.* (1987), os granitos biotíticos tardi-F₃ distribuem-se em faixas situadas lateralmente ao Sulco Carbonífero Dúrico-Beirão e ao cisalhamento de Vigo-Régua; por seu lado, os granitóides biotíticos tardi a pós-F₃ constituem uma série intrusiva na anterior, colocando-se na parte mais interna entre as zonas de cisalhamento mais importantes (*e.g.*, entre o Sulco Carbonífero Dúrico-Beirão e o cisalhamento de Vigo-Régua). Todavia, a sua instalação aparece, também, condicionada por fracturas conjugadas (NW-SE e NE-SW) e fracturas NNW-SSE.

A ascensão e instalação dos granitóides tardi a pós-orogénicos, tipo Gerês, decorreu do Carbónico terminal ao Pérmico. Neste período, e devido à permuta da tensão máxima (Ribeiro *et al.*, 1979) entre N-S (Estefaniano) e E-W (Pérmico), ocorreu a fracturação da cadeia segundo desligamentos tardi-hercínicos NW-SE e NNE-SSW, a qual facilitou a ascensão e instalação destes maciços (Pereira, 1988).

O quadro.II.5 apresenta uma síntese da distribuição cronológica, com referenciação à orogenia Varisca da instalação dos granitóides do NW da Península Ibérica, desde o Precâmbrico até ao Pérmico.

Quadro.II.5- Distribuição cronológica, com referência à orogenia Varisca, de instalação dos granitóides do NW da Península Ibérica do Precâmbrico ao Paleozóico.

		ORTOGNAISSES	GRANITOS DE 2 MICAS	GRANITÓIDES BIOTÍTICOS C/ PLAGIOCLASE CÁLCICA
Pérmico Estefaniano (Carb. Superior)	<i>TARDIA PÓS-OROGÉNICO</i>			*
Vestefaliano (Carb. Superior)	<i>SINOROGÉNICO</i>	tardi a pós-F ₃		*
		tardi-F ₃	*	*
		sin-F ₃	*	*
Namuriano (Carb. Superior) Carbónico Inferior	<i>SINOROGÉNICO</i>	sin-F ₂	*	
Devónico Superior Devónico Médio		sin-F ₁	* (a)	
Câmbrico Superior	<i>PRÉ-OROGÉNICO</i>		*	
Câmbrico Inferior			*	
Precâmbrico			*	

(a) Segundo Simões (1992), estes ortognaisses possuem a composição mineralógica de um granito de 2 micas.