

Os granulitos enquanto evidências do clímax térmico em orógenos: caracterização, origem e enquadramento geodinâmico

P. Cachapuz^{1*} & T. Bento dos Santos^{1,2}

¹FCUL – Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa, Campo Grande, 1749-016, Lisboa, Portugal

²Instituto Dom Luiz (IDL), Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa, Campo Grande, 1749-016, Lisboa, Portugal

*Autor correspondente: pedrofilipecachapuz@hotmail.com

Resumo

Os granulitos correspondem a rochas metamórficas anídras e de textura granoblástica geradas em condições de alta temperatura e pressão variável, representando as mais importantes fontes de informação sobre os fenómenos que ocorrem na crosta inferior. A génese deste tipo de rochas tem sido muito debatida ao longo das últimas 4 décadas, sendo que os dados geoquímicos e de petrologia experimental obtidos sugerem que estas rochas correspondem, na maior parte dos casos, aos resíduos dos fenómenos de fusão parcial na crosta inferior. No entanto, há evidências suficientes para sugerir a existência de outros processos ou a combinação de vários processos na génese destas rochas, merecendo especial destaque a ocorrência de metassomatismo carbónico. Porque a formação dos granulitos pode ocorrer numa grande variedade de ambientes geodinâmicos, também a sua exumação de níveis muito profundos para a superfície pode ocorrer de várias formas. A obtenção de dados geotermobarométricos (P-T) e termocronológicos (T-t) representa atualmente a melhor forma de constrianger o seu percurso retrometamórfico e, por conseguinte, compreender a exumação e ambiente geodinâmico associado a estas rochas.

Palavras-chave: Metamorfismo; fusão por desidratação; inclusões fluidas de CO₂, percurso P-T-t, termocronologia.

Abstract

Granulites correspond to anhydrous metamorphic rocks with granoblastic texture formed at high temperatures and variable pressure conditions, being the most important sources of information regarding the geological processes operating in the lower crust. Genesis of this type of rocks has been widely debated during the last 4 decades with the obtained geochemical and experimental petrology data suggesting that these rocks correspond, in most cases, to the residues resulting from partial melting processes in the lower crust. However, there is enough evidence to suggest the existence of other processes or the combination of several processes during the formation of these rocks, with a special focus on the occurrence of carbonic metasomatism. Just as the genesis of granulites can occur in a wide variety of geodynamic settings, their exhumation from deep levels to the surface can also occur in several ways. Acquisition of geothermobarometric (P-T) and thermochronological (T-t) data is currently the best way to constrain their retrometamorphic paths and, consequently, understand the exhumation and geodynamic settings related to these rocks.

Keywords: Metamorphism; dehydration-melting, CO₂ fluid inclusions, P-T-t path, thermochronology.

1. Introdução

O termo granulito, inicialmente proposto por Weiss (1803) para descrever rochas de granularidade fina do Maciço Granulítico da Saxónia (*Granulitgebirge*, Montanhas de Granulitos em português) e no

Maciço da Boémia, nem sempre reuniu grande consenso, pois foi sendo adaptado de forma independente em vários países para descrever estas rochas devido à sua natureza granular (ou granoblástica, se se tiver em consideração que a textura é de origem metamórfica). De facto, reconhece-se

que a maioria dos granulitos apresenta uma textura granoblástica, mas de granularidade média a grosseira (Fig. 1). Atualmente, de acordo com a definição da subcomissão da IUGS para a sistemática das rochas metamórficas (Fettes & Desmons, 2007), um granulito corresponde a uma rocha metamórfica de alto grau (alta temperatura), na qual os minerais silicatados de Fe e Mg são predominantemente anidros, caracterizando-se também pela presença obrigatória de piroxena e feldspato e ausência de moscovite primária, podendo a cordierite estar ou não presente. Segundo a subcomissão da IUGS, as rochas granulíticas podem ser classificadas como máficas, quando os minerais máficos (essencialmente

piroxenas) correspondem a mais de 30% da rocha, ou como félsicas, quando estes mesmos minerais não chegam a 30% da composição mineralógica total (Fig. 1-2).

Também importante é o conceito de fácies granulítica, cunhado por Eskola (1915; 1920; 1939) para designar litótipos básicos na Escandinávia cujo equilíbrio entre ortopiroxena e clinopiroxena era de origem metamórfica, definindo assim o conjunto de pressões, temperaturas e associações mineralógicas tipicamente associadas aos granulitos. Este mesmo conceito, embora crucial para o desenvolvimento da petrologia metamórfica e compreensão dos processos metamórficos, veio também trazer alguma ambiguidade no que ao estudo dos granulitos

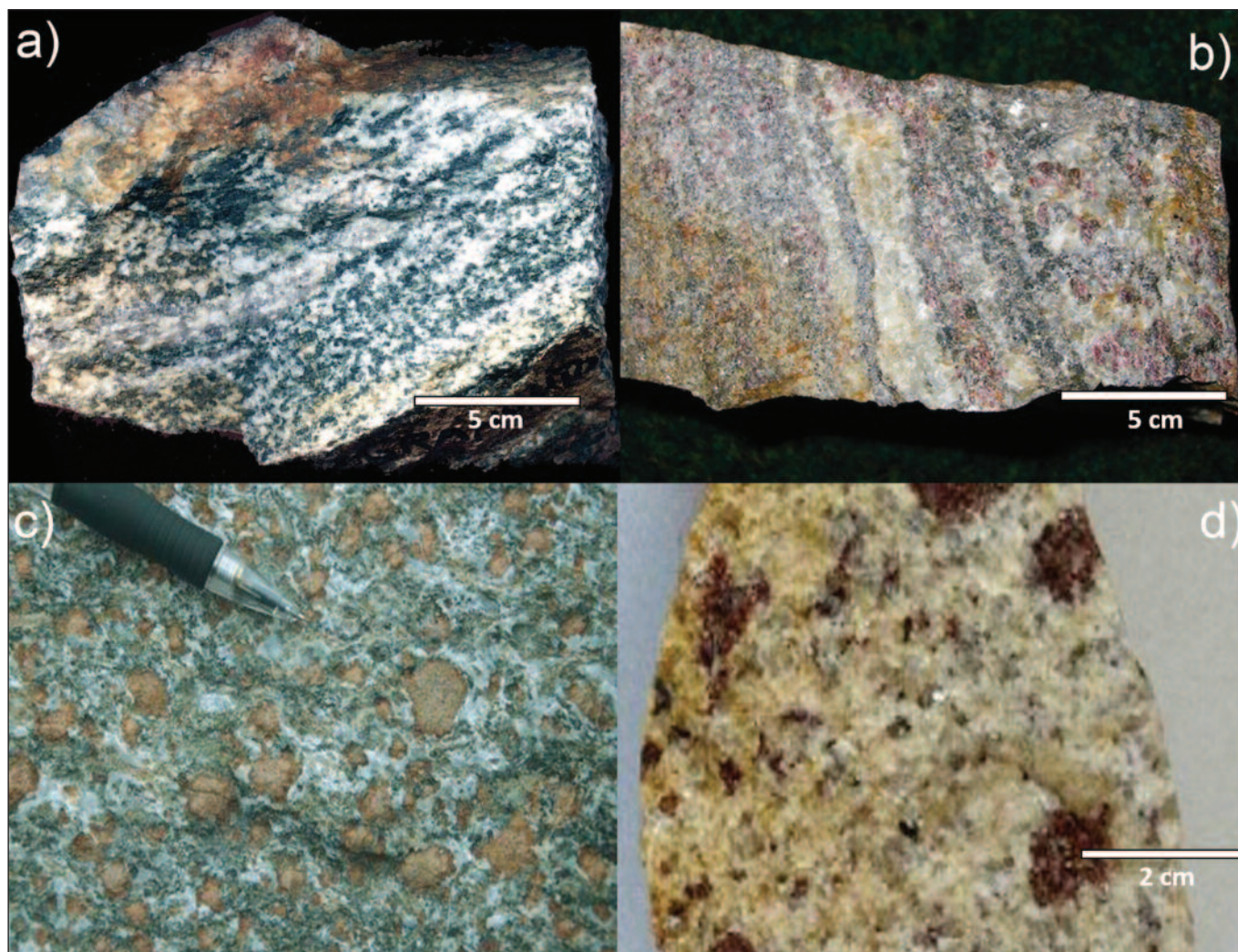


Figura 1 – Aspeto macroscópico geral de várias tipologias distintas de granulitos: a) granulito máfico com piroxenas e plagioclases de dimensão centimétrica; b) granulito félsico com bandado gnaissico rico em granada; c) granulito máfico com granadas de dimensão centimétrica; d) granulito félsico (pelítico) de cor esbranquiçada rico em porfiroblastos de granada poiquiloblástica.

Figure 1 – Overall macroscopic features of several distinct types of granulites: a) mafic granulite with centimetric size pyroxenes and plagioclases; b) felsic granulite with a gneissic banding and rich in garnet; c) mafic granulite with centimetric size garnets; d) felsic granulite (pelite) with whitish colour rich in poikiloblastic texture garnet porphyroblasts.

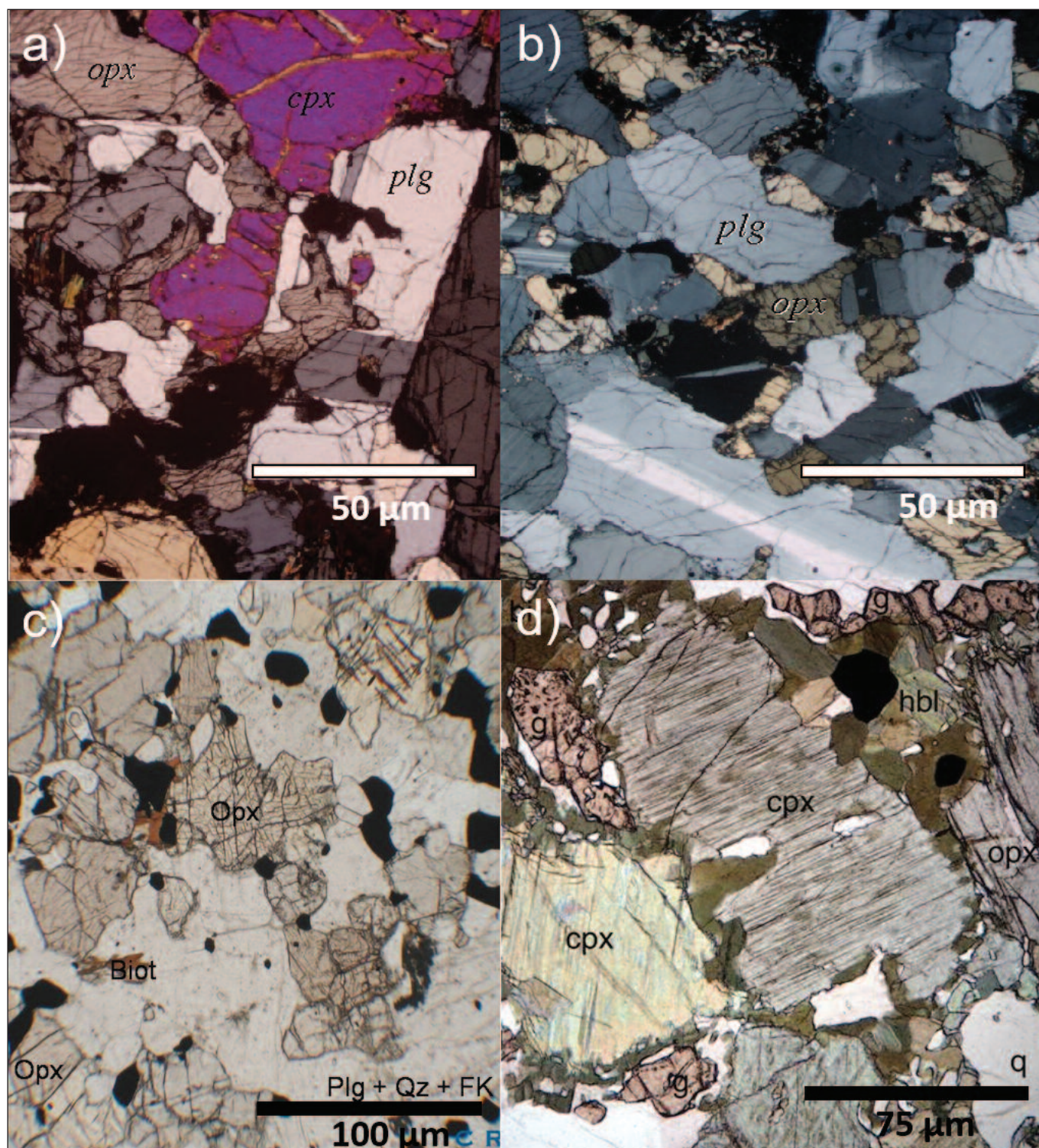


Figura 2 – Aspectos petrográficos de vários granulitos: a) granulito máfico rico em plagioclase + clinopiroxena + ortopiroxena, apresentando a mineralogia e textura clássicas de um granulito; b) granulito máfico rico em plagioclase + ortopiroxena, mas com clinopiroxena ausente; c) granulito félsico com quartzo + feldspato potássico + plagioclase + ortopiroxena, sendo a biotite formada pelo consumo tardio da ortopiroxena; d) granulito máfico com textura coronítica, onde hornblenda + granada substituíram clinopiroxena + ortopiroxena durante a retrogradação da fácies granulítica para a fácies anfibolítica.

Figure 2 – Petrographic features of several granulites: a) mafic granulite rich in plagioclase + clinopyroxene + orthopyroxene, showing the typical mineralogy and texture of a classic granulite; b) mafic granulite rich in plagioclase + orthopyroxene, but with absent clinopyroxene; c) felsic granulite with quartz + K-feldspar + plagioclase + orthopyroxene, being late biotite formed after orthopyroxene; d) mafic granulite with coronitic texture, where hornblende + garnet replaced clinopyroxene + orthopyroxene during retrogression from the granulite facies to the amphibolite facies.

diz respeito, pois levou ao posterior estabelecimento de duas novas definições: a) granulito (s.s.) – as rochas abordadas por este trabalho e abrangidas pela definição da subcomissão da IUGS acima referida; e b) granulitos (s.l.), rochas que se formaram em condições de pressão e temperatura concordantes com a fácies granulítica, mas que não correspondem a uma definição estrita do termo do ponto de vista da paragénese mineral, como por exemplo a maioria dos migmatitos (e.g.: Sawyer et al., 2011; Pereira et al., 2017).

Bem assente na literatura está o facto de os granulitos corresponderem a rochas metamórficas que se formaram em condições de alta a muito alta temperatura e pressão variável, embora maioritariamente elevada. Elevados valores de pressão para a génese dos granulitos tipicamente estão associados a uma geração na crosta inferior. Consequentemente, o estudo deste tipo de rochas é de elevada importância, uma vez que os granulitos fornecem, entre outras, excelentes fontes de informação sobre os processos atuantes na crosta inferior. Os granulitos são as mais comuns evidências diretas da crosta inferior, que normalmente só pode ser estudada por meios indiretos, como os métodos geofísicos. Desta forma, os granulitos marcam muitas vezes não só os eventos de mais elevada temperatura associada a um evento orogénico, mas também assinalam importantes episódios de crescimento e evolução crustal (e.g.: Fyfe, 1973; 1978; Lamb & Valley, 1984; Bento dos Santos *et al.*, 2010; 2011a; 2011b; e referências inclusas).

Este trabalho tem como principal objetivo fazer uma síntese do conhecimento atual sobre as rochas granulíticas, nomeadamente a sua caracterização sumária do ponto de vista mineralógico, petrológico e geoquímico e sintetizar os modelos propostos para a sua geração e os mecanismos de exumação de grandes profundidades onde se formaram até à superfície.

2. Caracterização dos granulitos

Os granulitos correspondem a rochas metamórficas de alto grau que se caracterizam pela ausência de minerais hidratados, tais como a moscovite, podendo derivar de protólitos máficos, pelíticos ou quartzo-feldspáticos (félsicos). As rochas granulíticas podem ser geradas por metamorfismo do tipo barroviano, típico de cadeias orogénicas comuns e que apresentam gradientes geotérmicos na ordem dos 30 °C/km ou por metamorfismo do tipo Abukuma, típico de cadeias orogénicas com elevado

fluxo de calor geradas em ambiente de colisão oceano-continente (Winter, 2014). Os granulitos derivados de rochas básicas são tipicamente compostos por plagioclase (cálcica), ortopiroxena, clinopiroxena e quartzo. No entanto, para granulitos gerados a pressões mais elevadas é comum a ausência de ortopiroxena, passando-se a ter granada e maior preponderância de clinopiroxena. Os granulitos máficos apresentam também, em muitos casos, hornblenda, sendo que esta está ausente em granulitos de mais alta temperatura ($T > 900$ °C). Nos granulitos pelíticos e quartzo-feldspáticos a paragénese mineral é tipicamente composta por quartzo, feldspato alcalino, plagioclase, ortopiroxena, granada, sillimanite e cordierite (Fig. 2). Em situações de metamorfismo de muito alta temperatura (metamorfismo UHT; $T > 1000$ °C) é comum a presença de safirina, osumilite e espinela (e.g.: Ellis, 1980). Por sua vez, estas paragéneses minerais dispõem-se tipicamente numa textura granoblástica e, ocasionalmente, gnaissica (Best, 2013; Winter, 2014; Fig. 1b e 2). Texturas coroníticas ou simplectíticas, típicas de rochas que experimentaram mudanças bruscas nas condições metamórficas P-T durante a retrogradação, são também muito comuns em granulitos (Fig. 2d).

3. Metamorfismo granulítico

A partir dos dados obtidos através da aplicação de geotermobarómetros e da análise das paragéneses minerais sabe-se que os granulitos tipicamente apresentam um pico metamórfico entre os 750-1000 °C e os 4-12 kbar (Bohlen, 1991). Estes valores globalmente correspondem aos limites atualmente definidos para a fácies granulítica (Eskola, 1939), sendo que de acordo com Bohlen (1987) muitos dos picos metamórficos registados em terrenos granulíticos tendem a aglomerar-se em torno das condições de $T = 800 \pm 50$ °C e 7.5 ± 1 kbar. Este autor notou também que, com a exceção dos granulitos de alta pressão (nos quais pode ocorrer cianite), as pressões associadas à geração de rochas granulíticas não são muito diferentes das pressões registadas em anfíbolitos com granada. Assim sendo, pode-se afirmar que os granulitos se distinguem dos anfíbolitos essencialmente pelo incremento da temperatura, e não tanto da pressão, ainda que possa haver um ligeiro incremento de pressão aquando da transição da fácies anfíbolítica para a fácies granulítica, essencialmente devido ao gradiente geotérmico regional (Bohlen, 1987). Por sua vez, quando a

transição para a fácies granulítica ocorre na presença de fluidos aquosos, pode ocorrer fusão em protólitos pelíticos, a pressões médias a baixas, gerando assim migmatitos também. Para protólitos máficos, a migmatização, embora possível, é menos comum devido às elevadas temperaturas de fusão que caracterizam estas rochas (Patiño Douce & Beard, 1995; Bento dos Santos et al., 2011b; Winter, 2014).

4. Distribuição espacial e temporal dos granulitos

Em termos da sua distribuição temporal, a geração de rochas granulíticas não é específica a nenhuma parte da história evolutiva da Terra, sendo que geração de granulitos encontra-se essencialmente associada aos episódios de geração e retrabalhamento da crosta continental. As rochas granulíticas podem ocorrer numa vasta panóplia de ambientes geológicos (Harley, 1989). Os granulitos ocorrem em todos os continentes, ao longo de faixas metamórficas ou orogénicas, de idade muitas vezes pré-câmbria, estendendo-se ao longo de centenas ou mesmo milhares de quilómetros. Os granulitos podem também ocorrer, sob a forma de fragmentos em cinturamentos orogénicos recentes, podendo ter sido gerados pelo episódio tectonometamórfico responsável pela geração dessas mesmas cadeias metamórficas ou corresponder a relíquias de eventos geodinâmicos mais antigos, mas exumados apenas em eventos posteriores (Harley, 1989). Segundo este autor, dado o elevado tempo de residência das rochas granulíticas na crosta inferior, é bem possível que muitos granulitos mais jovens estejam ainda por exumar. Durante o intervalo de tempo em que residem na crosta inferior, os granulitos tipicamente não registam os eventos geológicos subsequentes, pois encontram-se a temperaturas superiores à temperatura de fecho dos sistemas isotópicos. Tal levanta a possibilidade de as idades obtidas para a geração das rochas granulíticas poderem corresponder, na realidade, à idade da sua exumação e não aos eventos que lhes deram origem (Harley, 1989). Por fim, os granulitos podem ocorrer enquanto xenólitos em magmas basálticos ou kimberlíticos, podendo a sua geração estar associada ao evento extrusivo responsável pela sua colocação à superfície.

5. Geoquímica dos granulitos

Em termos gerais, os granulitos caracterizam-se por serem compostos, essencialmente, por minerais

anidros (Fyfe, 1973; Rudnick & Presper, 1990) e por serem empobrecidos em LILE (*Large Ion Lithophile Elements* – elementos litófilos de grande raio iónico), particularmente o K, Rb, Na e U, ainda que alguns estudos demonstrem que este empobrecimento não é comum a todos os terrenos granulíticos (Rudnick et al., 1985; Dobmeier & Raith, 2000). Embora sejam rochas desidratadas, os granulitos apresentam frequentes inclusões fluidas ricas em CO₂ (Touret, 1970; Newton et al., 1980; Bento dos Santos et al., 2011c), o que os torna particularmente interessantes (ver adiante).

Segundo Rudnick & Presper (1990), os granulitos com idade arcaica são mais evoluídos que os granulitos pós-arcaicos, dado que apresentam tipicamente elevadas percentagens de SiO₂ (normalmente acima de 55%) e baixos teores de MgO, ao contrário do que se verifica nos granulitos de idade pós-arcaica. De acordo com estes autores, os granulitos são quase sempre empobrecidos em U e Cs, enquanto no caso do Rb e do Th, o grau de empobrecimento está fortemente dependente da abundância dos minerais que tipicamente retêm esses elementos, nomeadamente zircão e apatite para o Th e feldspatos e biotite, caso esta se mantenha estável durante o metamorfismo, para o Rb. No caso do Rb, o grau de empobrecimento deste elemento tende a acompanhar a quantidade de minerais ricos em K (Heier, 1973; Sheraton et al., 1973; Tarney & Windley, 1977; Rudnick et al., 1985; Fowler, 1986). Rudnick & Presper (1990) afirmam ainda que a abundância em LILE é apenas dependente da composição química da rocha.

6. Geração dos granulitos

Uma vez que os granulitos normalmente se formam em profundidades bastante elevadas, é expectável que a porosidade e permeabilidade destas rochas sejam baixas. Consequentemente, a composição dos fluidos que se encontrem nos poros destas rochas é inteiramente dependente da composição da rocha (Waters, 1988). Assim sendo, em condições de metamorfismo prógrado, as reações metamórficas conduzem a um aumento da atividade da água no sistema, que por sua vez leva a que a fusão da rocha ocorra a temperaturas mais baixas. No entanto, as rochas granulíticas geram-se em condições de baixa atividade da água. Tal, deve-se ao facto de, apesar de em condições de metamorfismo prógrado tender a haver um aumento da atividade da água, os sistemas

em que os granulitos formam-se em sistemas abertos, com o consumo de minerais hidratados nas reações metamórficas a anteceder a redução de porosidade (Waters, 1988).

Ao longo das últimas décadas têm sido propostos diversos modelos para a geração dos granulitos, sendo o principal ponto de discussão a forma como a água, resultante das reações de desidratação, é removida do sistema. Segundo o modelo proposto por Fyfe (1973) a geração de granulitos está associada a episódios de fusão parcial da crosta, em que os granulitos correspondem aos resíduos resultantes após a remoção do líquido magmático (enriquecido em água) gerado aquando da fusão da crosta inferior. Segundo este modelo, a água libertada pelas reações de desidratação entra preferencialmente nos líquidos migmatíticos/graníticos, sendo conseqüentemente removida do sistema aquando da ascensão de massas granitoides pela crosta. Este modelo é congruente com as sucessivas observações de petrologia experimental para a fusão de materiais crustais (e.g.: Vielzeuf & Holloway, 1988; Patiño Douce & Beard, 1995; Sawyer *et al.*, 2011). No entanto, a extração magmática embora explique a ausência de água nos granulitos, não explica à partida a presença de inclusões fluidas ricas em CO₂, primeiramente descritas por Touret (1971) e Heier (1973). Segundo Fyfe (1973) estas inclusões fluidas carbónicas são o resultado de reações de retrogradação. Uma outra possibilidade para o incremento da atividade do CO₂ poderá estar na concentração efetiva desse fluido por remoção progressiva da água durante eventos orogénicos de alta temperatura prolongados no tempo (Bento dos Santos *et al.*, 2010; 2011a; 2011c).

Por sua vez, Newton *et al.* (1980) defende que alguns granulitos são gerados devido ao influxo pervasivo de fluidos ricos em CO₂. Estes fluidos carbónicos promovem a remoção, através de reações metassomáticas, da água presente nos minerais hidratados (e.g.: anfíbolos), levando à geração de uma paragénese essencialmente anidra (e.g.: piroxenas). Neste modelo é necessária a circulação de grandes quantidades de fluido rico em CO₂ de modo a que a água libertada pela desidratação dos minerais hidratados não dilua o CO₂. De acordo com Newton *et al.* (1980), estas grandes quantidades de CO₂ terão uma fonte essencialmente mantélica, não se excluindo, no entanto, possíveis contribuições crustais, como por exemplo através da oxidação de carbono orgânico ou por desvolatilização de rochas carbonatadas a alta temperatura. O CO₂ de origem mantélica poderá ser

transportado por *underplating* de magmas basálticos para a crosta, sendo libertado sob a forma de vapor por volta dos 75 km de profundidade, quando a pressão se torna inferior a 20 kbar. No entanto, apesar de justificar a baixa atividade da água, o empobrecimento em LILE e a paragénese desidratada rica em ortopiroxena e clinopiroxena que caracterizam as rochas granulíticas, este modelo não pode ser aplicado à maioria dos terrenos granulíticos, pois a formação de granulitos através deste mecanismo implicaria a formação de quantidades apreciáveis de grafite, o que não se verifica em grande parte dos terrenos conhecidos atualmente (Lamb & Valley, 1984; 1985).

Lamb & Valley (1984; 1985) sugerem que a formação de granulitos possa estar relacionada com metamorfismo de protólitos previamente desidratados, embora não excluam a possibilidade de outros granulitos se formarem através dos mecanismos atrás referidos, ou até mesmo da combinação destes mecanismos numa mesma cadeia orogénica, pois estes processos não se excluem mutuamente.

Por último, Frost & Frost (1987) propõem que a geração de granulitos poderá relacionar-se com a instalação de magmas em profundidade. Segundo este modelo, à medida que um magma basáltico ascende pela crosta, tenderá a haver enriquecimento em CO₂ no magma por arrefecimento e descompressão ou por cristalização parcial do magma. Quando o magma satura em CO₂, gera-se uma fase vapor rica em CO₂ que vai interagir com o encaixante, gerando rochas granulíticas através do mecanismo defendido por Newton *et al.* (1980). Simultaneamente, o próprio calor do magma pode levar à fusão de certas porções das rochas encaixantes, provocando a desidratação das rochas nas proximidades da coluna de magma ascendente de uma forma análoga ao mecanismo proposto por Lamb & Valley (1984; 1985). Por fim, grandes porções de magma basáltico tendem a “estacionar” na base da crosta inferior por *underplating*, provocado o seu aquecimento e fusão parcial de forma semelhante ao mecanismo defendido por Fyfe (1973).

Com base no conhecimento atual, o mecanismo predominante para a formação dos granulitos deverá estar relacionado com a atuação de fenómenos de fusão parcial e extração magmática da crosta inferior, tal como sugerido por Fyfe (1973), pois é o único capaz de gerar as extensas faixas metamórficas granulíticas presentes nas grandes cadeias orogénicas, bem como explicar os fenómenos de evolução secular da crosta e sua diferenciação em crosta superior e inferior.

7. Percursos P-T-t e modelos para a exumação dos granulitos

Os processos de exumação dos granulitos são extremamente importantes para compreender os mecanismos de evolução da crosta e de transporte de massa e calor ao longo desta, pois a exumação dos granulitos pode ocorrer numa grande variedade de ambientes tectónicos compressivos ou distensivos. Os processos tectónicos responsáveis pela exumação dos granulitos foram tradicionalmente inferidos com base na interpretação de percursos P-T-t, sendo estes obtidos através de geotermómetros e geobarómetros ou métodos geocronológicos (Harley, 1989; Bohlen, 1991; Spear, 1992). A interpretação dos percursos P-T-t registados em rochas granulíticas é muito complexa, uma vez que a história destas rochas envolve muitas vezes mais que um ciclo tectonotérmico (Bohlen, 1991). Assim, as paragéneses minerais identificadas nos granulitos correspondem apenas à parte do seu complexo registo evolutivo cuja preservação foi favorecida. Outro problema comum prende-se com o facto de que a temperatura estimada para a paragénesis de pico metamórfico observada nos granulitos ser comumente inferior ao real pico metamórfico a que a rocha foi sujeita (Spear & Florence, 1992). Este desfasamento entre pico metamórfico real e estimado deve-se ao facto de este último corresponder à temperatura de fecho (ou de bloqueio) dos sistemas nos quais assentam os geotermómetros utilizados e não a temperatura máxima atingida por estas rochas (Spear & Florence, 1992).

De acordo com Bohlen (1991), as rochas granulíticas apresentam 3 tipos principais de percursos P-T-t, estando cada um deles associado a uma evolução geodinâmica particular: 1) percurso direto ou dextrógiro (*clockwise*), no qual o pico bórico antecede o pico térmico e durante a fase de retrogradação ocorre descompressão aproximadamente isotérmica (Fig. 3, percurso 1; e.g.: Bento dos Santos *et al.*, 2019). Este tipo de percursos ocorre tipicamente associado a ambientes colisionais; 2) percurso inverso ou sinistrógiro (*anticlockwise*), no qual o pico térmico é anterior ao pico bórico (Fig. 3, percurso 2; e.g.: Bohlen, 1987; Waters, 1990; Abati *et al.*, 2003). Este tipo de percurso está normalmente associado a ambientes geodinâmicos de alto gradiente geotérmico (metamorfismo do tipo Abukuma), como por exemplo ambientes do tipo arco magmático ou vulcânico, rifte ou hot spot (Bohlen *et al.*, 1987); 3) percursos de arrefecimento

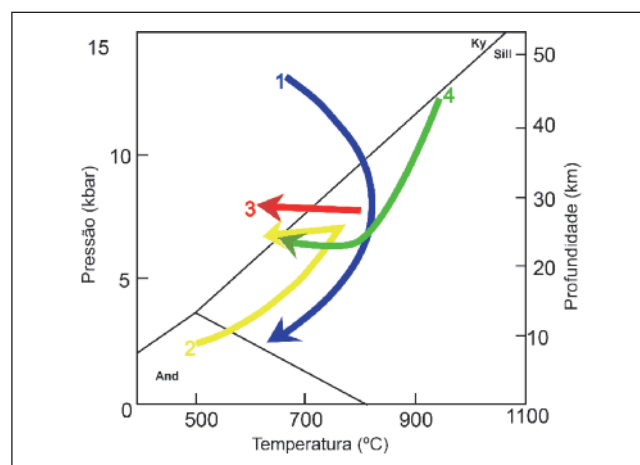


Figura 3 – Representação esquemática dos percursos P-T-t mais comuns em granulitos (adaptado de Bohlen, 1991).

Figure 3 – Schematic representation of the most common P-T-t paths for granulites (adapted from Bohlen, 1991).

isobárico para os quais não é possível reconhecer o percurso antecessor (Fig. 3, percurso 3; e.g.: Ellis, 1980; Bento dos Santos *et al.*, 2011b). À semelhança dos percursos sinistrógiros, este tipo de percursos está tipicamente associado a ambientes de rift e de hotspot. Para além destes 3 percursos definidos por Bohlen (1991), também foi reconhecido um outro tipo de percurso que corresponde a uma mistura entre o percurso 1 e o percurso 3, sendo assim um percurso direto cuja última fase corresponde a um arrefecimento isobárico (Fig. 3, percurso 4). Este percurso está associado à combinação de espessamento crustal seguido de fenómenos extensionais que afetaram as rochas da crosta inferior (England & Thompson, 1986; Ellis, 1987; Sonder *et al.*, 1987; Sandiford, 1989).

Por sua vez, a exumação dos granulitos pode também ser estudada com base em dados termocronológicos. Um estudo termocronológico consiste no uso de diferentes sistemas isotópicos com diferentes temperaturas de fecho, associando as idades obtidas para cada sistema com a temperatura de fecho de modo a se obter a taxa de arrefecimento da rocha. Alguns exemplos da aplicação deste método podem ser encontrados em Spear & Parrish (1996), Bento dos Santos *et al.* (2010; 2015) e Ferreira *et al.* (2019). A informação relativa à evolução térmica dos granulitos permite refinar os vários modelos que têm sido propostos para explicar como os granulitos são trazidos para níveis superficiais. Neste trabalho decidiu-se focar nos três modelos de exumação tectónica mais comumente encontrados

na literatura: a) exumação associada à geração de domas migmatíticas em ambiente extensional com adelgaçamento crustal e *upwelling* astenosférico (Fig. 4); b) exumação ao longo de zonas de cisalhamento profundas com extrusão por *channel flow* (Fig. 5); e c) exumação por transpressão ao longo de mega-estruturas em flor (Fig. 6).

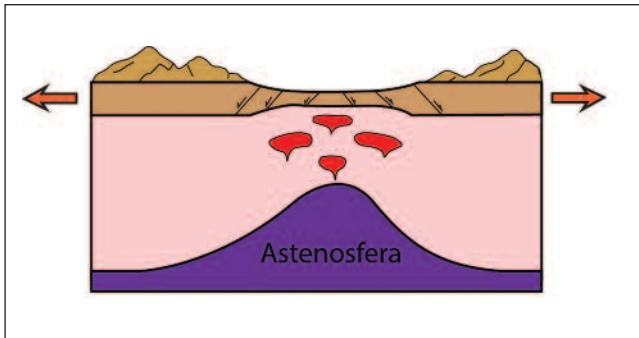


Figura 4 – Esquema representativo da geração de domas migmatíticas em ambiente extensional com adelgaçamento crustal e *upwelling* do manto litosférico (adaptado de Pereira *et al.*, 2017).

Figure 4 – Schematics of the generation of migmatitic domes in extensional settings with crustal thinning and lithospheric mantle *upwelling* (adapted from Pereira *et al.*, 2017).

No primeiro modelo (Fig. 4) a exumação de rochas granulíticas é o resultado da atuação de fenómenos extensionais em porções litosféricas previamente espessadas, podendo tais processos ocorrer em simultâneo com processos globalmente compressivos. Tal foi descrito para o Planalto do Tibete, no qual se observa um alastramento E-W de cerca de 10 km/Ma, ainda que a colisão entre a placa Indiana e a Euroasiática continue a decorrer a um

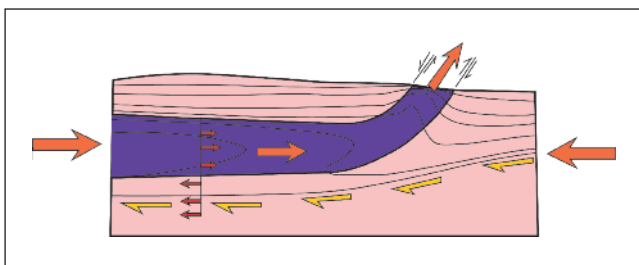


Figura 5 – Representação esquemática do modelo de *channel flow* onde se consegue observar como material mais dúctil é extruído no interior do canal (adaptado de Godin *et al.* 2006).

Figure 5 – Schematic representation of the *channel flow* model where it can be observed how the most ductile material is extruded inside the channel (adapted from Godin *et al.* 2006).

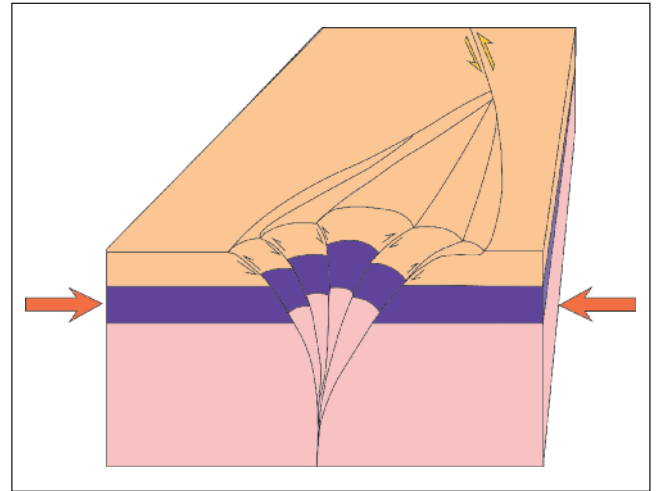


Figura 6 – Esquema simplificado para a exumação de níveis crustais profundos através de uma estrutura em flor (adaptado de Dubey, 2014).

Figure 6 – Simplified schematics of the exhumation of deep crustal levels through a flower structure (adapted from Dubey, 2014).

ritmo aproximado de 50 km/Ma (Platt, 1993). De acordo com Teyssier & Whitney (2002) o adelgaçamento da litosfera, conjugado com atividade magmática, leva à geração de grandes quantidades de granitoides que ascendem no meio de domas gnáissicos/migmatíticas, explicando assim a profusão desta litologias em alguns terrenos granulíticos.

No modelo de *channel flow* a exumação das rochas está associada a um fluxo de uma camada viscosa localizada entre 2 blocos rijos, os quais deformam a camada viscosa através de tensões cisalhantes induzidas e gradientes de pressão existentes no interior do canal em ambiente compressivo (Batchelor, 2000; Turcotte & Schubert 2002). Na maioria dos casos, a viscosidade da camada do meio é obtida através de fenómenos de fusão parcial, tendendo esta camada viscosa a fluir lateralmente por ação de um gradiente horizontal na pressão litostática, sendo que é a geometria do canal que controla o perfil horizontal da velocidade no canal. O *channel flow* constitui um híbrido entre o fluxo de Couette, no qual as tensões induzidas produzem uma vorticidade uniforme em todo o canal, e o fluxo de Poiseuille, no qual os gradientes de tensão geram maiores velocidades no centro do canal e vorticidades opostas no topo e fundo do mesmo, sendo que para determinadas condições o fluxo de Poiseuille contraria as tensões cisalhantes, provocando assim a exumação por extrusão de parte do material do canal (Fig. 5; Beaumont *et al.*, 2001; 2004; Grujic, 2006; Godin *et al.*, 2006; Rodrigues *et al.*, 2013).

O terceiro modelo, a exumação ao longo de uma estrutura em flor (*flower structure*), ocorre em regime transpressivo (Fig. 6), formando-se tipicamente nas porções curvas de falhas transformantes de maiores dimensões (Fossen, 2016). Esta corresponde a uma estrutura de grandes dimensões, caracterizada por uma morfologia convexa, em que as falhas ou cisalhamentos são mais inclinados na zona axial da estrutura, diminuindo a inclinação das estruturas cisalhantes à medida que se desenvolvem para as regiões periféricas da estrutura (Sanderson & Marchini, 1984). Tipicamente, este tipo de estruturas apresenta uma componente vertical muito superior ao modelo do *channel flow*, onde as estruturas são tipicamente pouco inclinadas. Tal indica que as *flower structures* são geradas em ambientes geodinâmicos onde a porção ortogonal é significativamente maior, comparativamente a casos onde a exumação é feita através de cisalhamentos de baixo ângulo (Thompson *et al.*, 1997; Bento dos Santos *et al.*, 2009).

Dependendo da forma como se processam os percursos prógrados e retrógrados de cada rocha granulítica, em todos estes três modelos, é possível a exumação com percursos P-T-t dextrógiros ou sinistrogiros. Existe, no entanto, uma predominância de percursos P-T-t dextrógiros sempre que a exumação é feita em ambientes geodinâmicos que se caracterizam por apresentarem uma componente compressiva significativa (Bohlen, 1987), como o modelo 2 e 3. No entanto, de acordo com Bohlen (1991), os percursos sinistrogiros são bastante comuns em terrenos granulíticos. Segundo este autor, um percurso dextrógiro implica, por exemplo, que a cianite seja o polimorfo de Al_2SiO_5 predominante nas rochas granulíticas, quando o protólito é pelítico. No entanto, verifica-se que a sillimanite é de longe o polimorfo de Al_2SiO_5 mais comum. Tal deve-se ao facto de muitos granulitos se gerarem, tal como previamente referido, em ambientes orogénicos associados a metamorfismo do tipo bórico Abukuma. Como tal, as rochas são primeiramente sujeitas a gradientes geotérmicos anormalmente elevados (alta temperatura – baixa pressão), sendo que a pressão só aumenta aquando do início da colisão continente-continente, gerando assim um percurso sinistrogiro (White, 2014).

8. Conclusão

Os granulitos correspondem a rochas metamórficas de alto grau, caracterizando-se por apresentarem

paragéneses minerais essencialmente anidras. Estas rochas fornecem informação importante sobre os processos que atuam na crosta inferior a média, sendo a sua génese alvo de grande debate. Com base na informação atual pode-se afirmar que as grandes faixas orogénicas granulíticas são o resultado de metamorfismo acoplado a processos magmáticos (com abundante fusão parcial e extração do líquido magmático) e/ou metassomáticos (metamorfismo carbónico). Os dados experimentais aparentam sugerir que o modelo inicialmente proposto por Fyfe (1973) que considera os granulitos como os resíduos dos episódios de fusão parcial na crosta continental é o mecanismo dominante em grande parte dos terrenos granulíticos conhecidos atualmente. No que respeita à exumação dos granulitos, esta pode ocorrer numa vasta variedade de ambientes tectónicos, sendo os ambientes compressivos mais frequentemente propostos. Ainda assim, e contrariamente ao que seria teoricamente expectável, as rochas granulíticas evidenciam frequentemente percursos P-T-t sinistrogiros (com o pico térmico a anteceder o pico bórico). Tal está associado ao facto de estas rochas serem muitas vezes geradas em condições metamórficas associadas a metamorfismo do tipo bórico Abukuma.

Referências

- Abati, J., Arenas, R., Martínez Catalán, J.R., Díaz García, F., 2003. Anticlockwise P-T path of granulites from the Monte Castelo gabbro (Órdenes Complex, NW Spain). *Journal of Petrology*, 44, 2, 305-327.
- Batchelor, G.K., 2000. *An Introduction to Fluid Dynamics*. Cambridge University Press, 615.
- Beaumont, C., Jamieson, R.A., Nguyen, M.H., Lee, B., 2001. Himalayan tectonics explained by extrusion of a low-viscosity channel coupled to focused surface denudation. *Nature*, 414, 738-742.
- Beaumont, C., Jamieson, R.A., Nguyen, M.H., Medvedev, S., 2004. Crustal channel flows: I. Numerical models with applications to the tectonics of the Himalayan-Tibetan orogen. *Journal of Geophysical Research*, 109, B06406.
- Bento dos Santos, T.M., Fonseca, P.E., Munhá, J.M.U., Tassinari, C.C.G., Dias Neto, C.M., 2009. Geodynamic evolution of the São Fidelis - Santo António de Pádua sector, central Ribeira Fold Belt, SE Brazil. *Comunicações Geológicas*, 96, 101-122.
- Bento dos Santos, T., Munhá, J.M.U., Tassinari, C.C.G., Fonseca, P.E., Dias Neto, C.M., 2010. Thermochronology of central Ribeira Fold Belt,

- SE Brazil: Petrological and geochronological evidence for high-temperature maintenance during Western Gondwana amalgamation. *Precambrian Research*, 180, 3-4, 285-298.
- Bento dos Santos, T., Munhá, J.M.U., Tassinari, C.C.G., Fonseca, P.E., 2011a. The link between partial melting, granitization and granulite development in central Ribeira Fold Belt, SE Brazil: new evidence from elemental and Sr-Nd isotopic geochemistry. *Journal of South American Earth Sciences*, 31, 2-3, 262-278.
- Bento dos Santos, T., Munhá, J.M.U., Tassinari, C.C.G., Fonseca, P.E., Dias Neto, C.M., 2011b. Metamorphic P-T evolution of granulites in central Ribeira Fold Belt, SE Brazil. *Geosciences Journal*, 15, 1, 27-51.
- Bento dos Santos, T., Munhá, J.M.U., Tassinari, C.C.G., Noronha, F., Guedes, A., Fonseca, P.E., Dias Neto, C.M., Dória, A., 2011c. P-T-Fluid evolution and graphite deposition during retrograde metamorphism in Ribeira Fold Belt, SE Brazil: oxygen fugacity, fluid inclusions and C-O-H isotopic evidence. *Journal of South American Earth Sciences*, 31, 1, 93-109.
- Bento dos Santos, T. M., Tassinari, C. C., & Fonseca, P. E., 2015. Diachronic collision, slab break-off and long-term high thermal flux in the Brasiliano-Pan-African orogeny: Implications for the geodynamic evolution of the Mantiqueira Province. *Precambrian Research*, 260, 1-22.
- Bento dos Santos, T., Valverde Vaquero, P., Ribeiro, M.L., Solá, A.R., Clavijo, E.G., Díez Montes, A., Dias da Silva, I., 2019. The Farilhões Anatectic Complex (Berlengas Archipelago). In: Quesada, C., Oliveira, J.T. (Eds) *The Geology of Iberia: a geodynamic approach*. Springer (Berlin), Regional Geology Review series, 453-455.
- Best, M.G., 2013. *Igneous and metamorphic petrology*. John Wiley & Sons, 656.
- Bohlen, S.R., 1987. Pressure-temperature-time paths and a tectonic model for the evolution of granulites. *Journal of Geology*, 95, 617-632.
- Bohlen, S.R., 1991. On the formation of granulites. *Journal of Metamorphic Geology*, 9, 223-229.
- Dobmeier, C., Raith, M., 2000. On the origin of "arrested" charnockitization in the Chilka Lake area, eastern Ghats Belt, India: a reappraisal. *Geological Magazine*, 137, 1, 27-37.
- Dubey, A., 2014. *Understanding an Orogenic Belt*. Springer Verlag, 390.
- Ellis, D.J., 1980. Osumilite-sapphirine-quartz granulites from Enderby Land, Antarctica: P-T conditions of metamorphism, implications for garnet-cordierite equilibria and the evolution of the deep crust. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 74, 201-210.
- Ellis, D.J., 1987. Origin and evolution of granulites in normal and thickened crusts. *Geology*, 15, 2, 167-170.
- England, P.C., Thompson, A., 1986. Some thermal and tectonic models for crustal melting in continental collision zones. *Geological Society of London Special Publications*, 19, 1, 83-94.
- Eskola, P., 1915. Om sambandet mellan kemisk och mineralogisk samman sättning hos Orijarvitraktens metamorfa bergarter. *Bull. Comm. Geol. Finlandt*, 44, 109-145.
- Eskola, P., 1920. The Mineral Facies of Rocks. *Norsk. Geol. Tidsskr.*, 6, 143-194.
- Eskola, P., 1939. Die metamorphen Gesteine. In: Barth, T.F.W., Correns, C.W., Eskola, P. (Eds) *Die Entstehung der Gesteine*. Springer, Berlin, 263-407.
- Ferreira, J.A., Bento dos Santos, T., Pereira, I., Mata, J., 2019. Tectonically assisted exhumation and cooling of Variscan granites in an anatectic complex of the Central Iberian Zone, Portugal: constraints from LA-ICP-MS zircon and apatite U-Pb ages. *International Journal of Earth Sciences*, 108, 2153-2175.
- Fettes, D., Desmons, J., 2007. *Metamorphic Rocks: A Classification and Glossary of Terms, Recommendations of the International Union of Geological Sciences*. Cambridge University Press, 258.
- Fossen, H., 2016. *Structural geology*. Cambridge University Press, 463.
- Fowler, M.B., 1986. Large-ion lithophile element characteristics of an amphibolite facies to granulite facies transition at Gruinard Bay, North-west Scotland. *Journal of Metamorphic Geology*, 4, 345-359.
- Frost, B.R., Frost, C.D., 1987. CO₂, melts and granulite metamorphism. *Nature*, 327, 6122, 503-506.
- Fyfe, W.S., 1973. The Granulite Facies, Partial Melting and the Archaean Crust. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 273, 1235, 457-461.
- Fyfe, W.S., 1978. The evolution of the earth's crust: Modern plate tectonics to ancient hot spot tectonics? *Chemical Geology*, 23, 89-114.
- Godin, L., Grujic, D., Law, R.D., Searle, M.P., 2006. *Channel flow, ductile extrusion and exhumation in continental collision zones: an introduction*. Geological Society, London, Special Publications, 268, 1, 1-23.
- Grujic, D., 2006. *Channel flow and continental collision tectonics: an overview*. Geological Society, London, Special Publications, 268, 1, 25-37.
- Harley, S.L., 1989. The origins of granulites: A metamorphic perspective. *Geological Magazine*, 126, 3, 215-247.
- Heier, K.S., 1973. A discussion on the evolution of the Precambrian crust-Geochemistry of granulite facies rocks and problems of their origin. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*. The Royal Society London, 273, 1235, 429-442.

- Lamb, W., Valley, J.W., 1984. Metamorphism of reduced granulites in low-CO₂ vapour-free environment. *Nature*, 312, 56-58.
- Lamb, W.M., Valley, J.W., 1985. C-O-H fluid calculations and granulite genesis. *The Deep Proterozoic Crust in the North Atlantic Provinces*, 119-131.
- Newton, R.C., Smith, J.V., Windley, B.F., 1980. Carbonic metamorphism, granulites and crustal growth. *Nature*, 288, 45-50.
- Patino Douce, A.E., Beard, J.S., 1995. Dehydration melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 Kbar. *Journal of Petrology*, 36, 707-738.
- Pereira, A.R., Pereira, M., Teixeira, M., Amaro, P., Bento dos Santos, T., Mata, J., 2017. Migmatitos: características petrológicas e geoquímicas, formação e evolução. *Geonovas*, 30, 79-86.
- Platt, J.P., 1993. Exhumation of high-pressure rocks: a review of concepts and processes. *Terra Nova*, 5, 2, 119-133.
- Rodrigues, J.F., Bento dos Santos, T., Castro, P., Meireles, C., Ferreira, P., Ribeiro, A., Pereira, E., Ferreira, N., 2013. Deformação não-coaxial na Faixa Metamórfica Porto-Viseu: Détachement extensional ou par thrust/underthrust contraccional? 9^a Conferência Anual do GGET/SGP – Grupo de Geologia Estrutural e Tectónica da Sociedade Geológica de Portugal, Estremoz, 131-134.
- Rudnick, R.L., McLennan, S.M., Taylor, S.R., 1985. Large ion lithophile elements in rocks from high-pressure granulite facies terrains. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49, 1645-1655.
- Rudnick, R.L., Presper, T., 1990. Geochemistry of intermediate/-to high-pressure granulites. In: Vielzeuf, D., Vidal, P. (Eds) *Granulites and crustal evolution*. Springer, 523-550.
- Sanderson, D.J., Marchini, W.R.D., 1984. Transpression. *Journal of Structural Geology*, 6, 449-458.
- Sandiford, M., 1989. Horizontal structures in granulite terrains: A record of mountain building or mountain collapse? *Geology*, 17, 5, 449-452.
- Sawyer, E.W., Cesare, B., Brown, M., 2011. When the continental crust melts. *Elements*, 7, 229-234.
- Sheraton, J.W., Skinner, A.C., Tarney, J., Park, R.G., 1973. The geochemistry of the Scourian gneisses of the Assynt district. in: Park, R.G., Tarney, J. (Eds) *The early Precambrian of Scotland and related rocks of Greenland*. University of Keele Newcastle under Lyme, 13-30.
- Sonder, L.J., England, P.C., Wernicke, B.P., Christiansen, R.L., 1987. A physical model for Cenozoic extension of western North America. *Geological Society of London Special Publications*, 28, 1, 187-201.
- Spear, F.S., 1992. Thermobarometry and P-T paths from granulite facies rocks: an introduction. *Precambrian Research*, 55, 1-4, 201-207.
- Spear, F.S., Florence, F.P., 1992. Thermobarometry in Granulites: pitfalls and new approaches. *Precambrian Research*, 55, 1-4, 209-241.
- Spear, F.S., Parrish, R.R., 1996. Petrology and cooling rates of the Valhalla complex, British Columbia, Canada. *Journal of Petrology*, 37, 4, 733-765.
- Tarney, J., Windley, B.F., 1977. Chemistry, thermal gradients and evolution of the lower continental crust. *Journal of the Geological Society*, 134, 2, 153-172.
- Teyssier, C., Whitney, D.L., 2002. Gneiss domes and orogeny. *Geology*, 30, 12, 1139-1142.
- Thompson, A.B., Schulmann, K., Jezek, J., 1997. Thermal evolution and exhumation in obliquely convergent (transpressive) orogens. *Tectonophysics*, 280, 1-2, 171-184.
- Touret, J., 1970. Le facies granulite, metamorphisme en milieu carbonique. *Compte Rendus de la Académie des Sciences de Paris*, 271, 2228-31.
- Touret, J., 1971. Le facies granulite en Norvege Meridionale. II. Les inclusions fluides. *Lithos*, 4, 3, 239-249.
- Turcotte, D.L., Schubert, G., 2002. *Geodynamics*. Cambridge University Press, 450.
- Vielzeuf, D., Holloway, J.R., 1988. Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98, 3, 257-276.
- Waters, D.J., 1988. Partial melting and the formation of granulite facies assemblages in Namaqualand, South Africa. *Journal of Metamorphic Geology*, 6, 4, 387-404.
- Waters, D.J., 1990. Thermal history and tectonic setting of the Namaqualand granulites, southern Africa: clues to Proterozoic crustal development. In: Vielzeuf, D., Vidal, P. (Eds.) *Granulites and Crustal Evolution*. NATO-ASI series C-311, Amsterdam, Kluwer, 243-256.
- Weiss, C.S., 1803. *Über die Gebirgsart des Sächsischen Erzgebirges, welche un-ter dem Namen Weiss-Stein neuerlich bekannt gemacht worden ist*. Berlin, Neue Schr. Ges. Naturforsch. Freunde, 4, 342-366.
- Winter, J.D., 2014. *Principles of igneous and metamorphic petrology*. Pearson education, 730.



UNEXMIN

UNDERWATER EXPLORER
FOR FLOODED MINES



WWW.UNEXMIN.EU



Este projeto foi financiado pelo programa de investigação e inovação Horizonte 2020 da União Europeia sob o acordo de subvenção nº 690008.

O Consórcio UNEXMIN:

- Universidade de Miskolc, Hungria
- Serviço Geológico da Eslovénia, Eslovénia
- Universidade Tecnológica de Tampere, Departamento de Mecânica, Engenharia e Sistemas industriais, Finlândia
- Universidade Politécnica de Madrid, Centro de Automação e Robótica, Espanha
- La Palma Research S.L., Espanha
- INESC TEC - Instituto de Engenharia de Sistema e Computadores, Tecnologia e ciência - Portugal
- Resources Computing International Ltd, Reino Unido
- Geoplano, Portugal
- Ecton Mine Educational Trust, Reino Unido
- Federação Europeia de Geólogos, França (+ LTP: Associações Macionais)
- Geo-montan, Hungria
- Empresa de Desenvolvimento Mineiro, Portugal
- Idrija Mercury Heritage Management Centre, Eslovénia