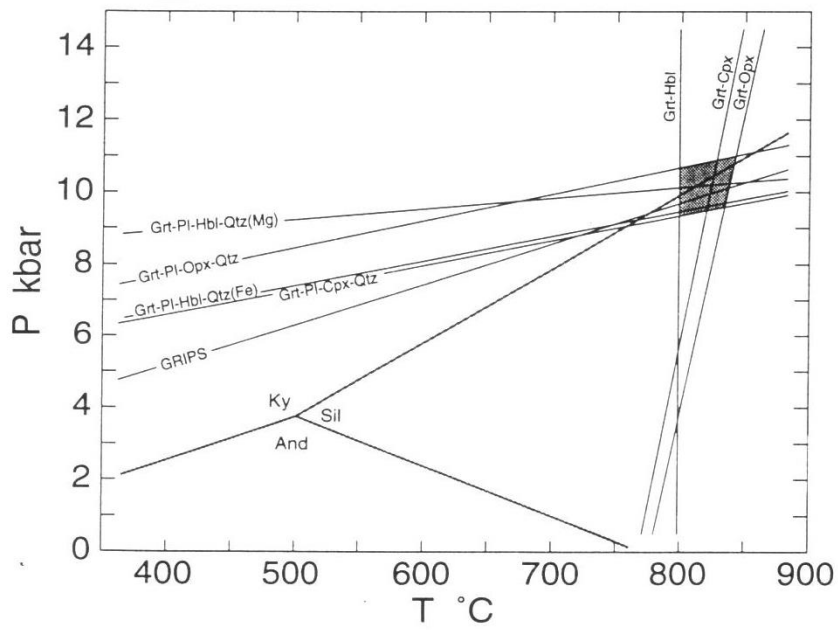


CAPÍTULO VI – GEOTERMOBAROMETRIA



F. S. Spear (1993)

"Ser Petrologo Metamórfico é ter muita imaginação"

T. Bento dos Santos, 2012

1. INTRODUÇÃO

As estimativas de pressão e temperatura realizadas em rochas metamórficas partem do pressuposto que uma determinada associação mineral observada petrograficamente se encontra em equilíbrio, tendo essa paragénese realizado trocas catiónicas entre si ou sido formadas por outro tipo de reacções que preservou esse equilíbrio químico. Desta forma, através de reacções independentes calculadas com as fases minerais envolvidas, é possível estabelecer uma relação de equilíbrio [1] que se encontra dependente das condições intensivas do sistema, como a pressão e a temperatura, mas também a composição química (Powell e Holland, 1994).

$$0 = \Delta G^\circ + RT \ln K \quad [1]$$

em que R é a constante dos gases perfeitos, K a constante de equilíbrio e ΔG° , Energia livre de Gibbs, é função da pressão e da temperatura e K da composição química.

Como é possível determinar K através de análise da química mineral e respectiva determinação das actividades de cada fase mineral envolvida no equilíbrio químico em estudo, esta dependência termodinâmica permite calcular a pressão do sistema se a temperatura estiver constringida ou a temperatura se a pressão estiver constringida (Powell e Holland, 1994).

A integração de uma série de reacções independentes resultará numa estimativa das condições de formação de uma determinada amostra. A formação de um mineral, está, por outro modo, dependente da sua nucleação e crescimento. Tanto a nucleação como o crescimento de um mineral numa associação ocorrem se a formação do mesmo implicar a diminuição da Energia livre de Gibbs associada aos produtos de reacção da associação (Powell, 1978). No entanto, mesmo que a nova associação mineral seja estável, existem outros factores que condicionam o seu desenvolvimento, como sendo a disponibilidade de elementos e a sua difusão para o núcleo, entre outros (Powell, 1978).

2. GEOTERMOBAROMETRIA

A multiplicidade de geotermobarómetros assenta em diversas tipologias que foram desenvolvidas ao longo das várias décadas e que se traduzem em reacções de trocas catiónicas (*e.g.* Fe-Mg entre granada e biotite), termometria isotópica (*e.g.* $\Delta^{18}\text{O}$ entre quartzo e fluidos aquosos), relações de exsolução (*e.g.* feldspatos), transições polimórficas (*e.g.* polimorfos de Al_2SiO_5), reacções de transferência de rede (*e.g.* GASP – Granada- Al_2SiO_5 - SiO_2 -plagioclase) e termometria de fases fluidas (*e.g.* fengite-biotite-feldspato potássico-quartzo). Estimativas multi-equilíbrio, que fazem uso de variadas metodologias inseridas numa base de dados com consistência interna, como o THERMOCALC (Powell e Holland, 1994), TWQ (Berman, 1991; Berman e Aranovich, 1996) ou o Perplex (Connolly e Kerrick, 1987; Connolly, 1990) encontram-se entre os métodos mais comuns para determinação das condições P-T.

2.1. Metodologia

No presente estudo, a metodologia aplicada foi a modelação através do software THERMOCALC (Powell e Holland, 1998) que utiliza a base de dados com consistência interna versão 3.33. metodologia inerente ao uso deste software permite a estimativa da pressão e da temperatura de três formas distintas:

- *Average Pressure*, constringendo progressivamente a temperatura, calcula-se a pressão;
- *Average Temperature*, constringendo progressivamente a pressão, calcula-se a temperatura;
- *Average Pressure and Temperature*, em que através da combinação de variadas reacções se estima tanto a pressão como a temperatura.

Powell e Holland (1994) reiteram que a estimativa de pressão e temperatura pode ser considerada uma questão estatística, já que os dados, e particularmente as actividades das diferentes fases minerais, são incertos e as incertezas ao se propagarem controlam a determinação da pressão e temperatura. Tal implica incertezas de cerca de 150 °C e 2 kbar para cada uma das reacções utilizadas na determinação geotermobarométrica. Deste modo, o método realiza o cálculo das condições de pressão e temperatura óptimas compatíveis com todos os equilíbrios existentes, tendo em atenção as incertezas e as correlações das actividades entre fases minerais, bem como as entalpias de formação das fases minerais, através do método dos mínimos quadrados. Este método é por isso considerado iterativo (Powell e Holland, 1994).

2.2 Pressupostos

Uma estimativa geotermobarométrica robusta depende de vários pressupostos e dever-se-á evitar incorrer na acumulação de erros, que possam de algum modo ser evitados. Deste modo, apresentam-se de seguida, e de forma sumária, alguns pontos que se consideram úteis de estabelecer numa análise deste carácter.

2.2.1. Equilíbrio da associação mineral

Como já foi referido, é fundamental, correspondendo a um pressuposto básico da geotermobarometria, que a associação mineral se encontre em equilíbrio. No entanto, uma vez que esse equilíbrio é difícil de ser comprovado para um maciço, o ideal é definir sub-associações numa mesma amostra, que possam ter preservado as condições de equilíbrio local (Bucher e Frey, 1994). O conjunto das várias estimativas de pressão e temperatura para cada sub-associação, poderá contribuir para o conhecimento do padrão evolutivo da rocha ou maciço.

2.2.2. Efeitos da retrogradação

Uma associação em equilíbrio que se mantenha inalterada, apenas poderá manter-se preservada em situações de arrefecimento muito brusco ou em condições de muito baixo grau metamórfico (Bucher e Frey, 1994). Deste modo, associações de retrogradação são muito comuns (*e.g.*

cloritização da biotite, exsolução em feldspatos), ocorrendo difusão dos elementos químicos entre as várias fases minerais. É, portanto, necessário registar meticulosamente os minerais correspondentes à associação mineral de pico metamórfico e a correspondente à do processo de retrogradação, evitando misturar ambas situações, que se traduz numa má estimativa das condições de pressão e temperatura.

2.2.3. Qualidade da calibração, extrapolações de pressão e temperatura e sensibilidade dos geotermobarómetros

As reacções básicas de determinação da pressão e temperatura devem ser devidamente calibradas e a sua calibração testada, através do cruzamento com outras calibrações (Bucher e Frey, 1994). A aplicação dos geotermobarómetros deve ser acautelada, já que algumas calibrações são realizadas a temperaturas muito superiores das que depois se pretendem determinar (ver discussão em Hodges e Mckenna, 1987). Por outro lado, dependendo das condições termobarométricas que se conseguem depreender das relações de campo, assim se deve encaminhar a análise geotermobarométrica, já que alguns sistemas só são sensíveis em determinados intervalos de temperatura ou pressão (*e.g.* GASP; Bucher e Frey, 1994).

2.2.4. O efeito da variabilidade dos componentes

A maioria dos geotermómetros e geobarómetros são calibrados com base em reacções químicas que envolvem composições químicas simples, as denominadas fases minerais. No entanto, os minerais representam soluções sólidas complexas, muitas vezes afastando-se em grande medida das fases minerais puras, fases essas que foram utilizadas nas calibrações. Como consequência a multiplicidade de calibrações experimentais com base nos vários termos das soluções sólidas são realizados, numa tentativa de diminuir o erro associado a essa variabilidade de componentes (Bucher e Frey, 1994; Powell e Holland, 1994).

2.2.5. Estimativa de Fe^{2+}/Fe^{3+}

Por fim, a análise de ferro realizada é determinada por microsonda apenas ao ferro férrico, sendo que o ferro ferroso é determinado com base num balanço de cargas e na distribuição estoiquiométrica de cada mineral. Para fases minerais com pequeno conteúdo de ferro ferroso (*e.g.* granada), as aproximações são relativamente robustas, sendo que em minerais mais complexos e hidratados (*e.g.* anfíbulas e micas), este cálculo pode incorrer num erro importante, que poderá influenciar a estimativa final (Bucher e Frey, 1994; Powell e Holland, 1994).

2.3 Geotermómetros

Um bom geotermómetro é aquele cuja variação de volume final é muito pequena, fazendo com que dependa pouco ou nada da pressão (Powell e Holland, 2008). Assim, as reacções que envolvem

trocas catiónicas de elementos com similar raio iónico (*e.g.* Fe e Mg) são as mais sensíveis à temperatura.

Granada-Piroxena: amplamente utilizado em granulitos, anfíbolitos e peridotitos granatíferos, bem como em eclogitos, existem aproximadamente dez calibrações distintas com base na troca catiónica de Fe e Mg entre estas duas espécies, sendo que a de Ellis e Green (1979) *in* Bucher e Frey (1994) sobrestima as temperaturas para pressões de 10 kbar, na ordem dos 50 a 150 °C (Pattinson e Newton, 1989). Uma das calibrações mais robustas para condições de fácies anfíbolítica superior, granulítica ou eclogítica, com a sobrestimação anteriormente referida revista, advém dos trabalhos de Pattinson e Newton (1989), baseada no número de Mg, sendo válida para $X_{Mg} = 0.125-0.6$ [2].



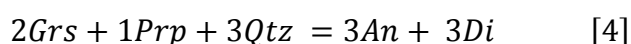
Granada-Horneblenda: esta calibração resulta apenas de cálculos empíricos, realizados por Graham e Powell (1984), com base na troca catiónica entre Fe e Mg.



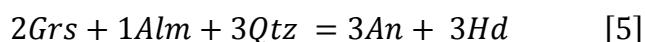
2.4. Geobarómetros

No que diz respeito aos geobarómetros, as reacções que envolvem consumo de fases mineralógicas produzem variações volumétricas, tornado-as muito sensíveis à pressão e pouco à temperatura. Nesse sentido, as reacções de transferência de rede são importantes geobarómetros.

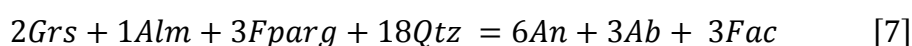
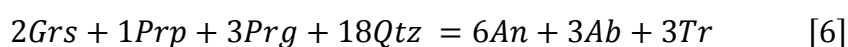
GADS (Grt-Pl-Cpx-Qtz): Este geobarómetro baseia-se na reacção da granada com quartzo e produção de plagioclase e clinopiroxena magnésiana (Eckert *et al.*, 1991).



GAHS (Grt-Pl-Cpx-Qtz): Uma variação do GADS, o GAHS baseia-se na reacção de granada cálcica a férrica, na produção de plagioclase cálcica e clinopiroxena férrica (Moecher *et al.*, 1988).



GAmPS (Grt-Amph-Pl-Qz): Esta aproximação baseia-se em reacções entre granada, anfíbola e quartzo, dando lugar ao aparecimento de plagioclase cálcica e anfíbola (Kohn e Spear, 1989).



Procedimentos padrão adicionais envolvendo cálculos de pressão e temperatura podem ser encontrados noutras referências (e.g. Spear e Florence, 1992; Bento dos Santos et al., 2011). Os erros associados aos cálculos aqui apresentados variam na ordem de ± 50 °C and ± 1.0 kbar (e.g. Hodges e Crowley, 1985).

3. ANÁLISE GEOTERMOBAROMÉTRICA

Atendendo às associações minerais identificadas e descritas para os diferentes litótipos (ver capítulo IV), apenas os anfibolitos das rochas calcossilicatadas apresentam uma associação paragenética susceptível de ser modelada para determinação das condições geotermobarométricas, já que não se identificou granada na série pelítica, fundamental para a determinação da pressão e temperatura na fácies metamórfica em que se encontram estas unidades.

Na análise geotermobarométrica foi feita uma selecção das análises de química mineral a serem utilizadas para a estimativa de pressão e temperatura. Na Tabela 1 encontram-se listadas as análises seleccionadas.

O cálculo da actividade dos minerais foi realizado a partir do software AX (Holland e Powell, 1998). Ainda que o próprio autor discuta a permeabilidade deste software à acumulação de erros como resultado das actividades das espécies minerais, no que diz respeito ao cálculo de pressão e temperatura, considera a aproximação realizada bastante confiável. Todos os cálculos de actividades foram realizados para condições de pressão de 6 kbar a temperaturas de 550 °C.

Powell e Holland (1994) consideram que a modelação da pressão e temperatura através do THERMOCALC pode ser realizada numa primeira etapa pela avaliação das condições de pressão, geralmente mais difíceis de controlar pelas relações de campo e petrográficas, modelando posteriormente a temperatura, e por fim a *average pressure and temperature*.

As reacções parciais utilizadas durante a simulação com o THERMOCALC encontram-se listadas na Tabela 2 e as determinações de pressão e temperatura na Tabela 3.

JPC-5 – Rocha calcossilicatada

As primeiras iterações realizadas por *average P*, na tentativa de constranger a pressão, resultaram em valores de pressão de 5.1 ± 1.0 kbar. Com a pressão relativamente bem constrangida, determinou-se por *average T* a temperatura, obtendo-se valores de 721 ± 50 °C. Conhecendo então as condições balizadoras, determinou-se por *average PT* as condições ideais para a formação desta paragénesis, obtendo-se $T = 761 \pm 50$ °C para $P = 5.0 \pm 1.0$ kbar, valores médios obtidos a partir das várias subestimativas efectuadas (Tabela 3). Os resultados obtidos caem dentro ou são muito próximos do intervalo de 95% de confiança, pelo que são robustos. Atendendo à natureza do protólito desta rocha, também se realizou modelação para actividade da água de 0.95, com actividade de CO₂ de 0.5. As alterações verificadas com o incremento da actividade de CO₂

reflectiram-se essencialmente numa diminuição da temperatura, tendo-se observado variações inferiores a 10 °C e inferiores a 0.2 kbar (Tabela 3).

Tabela 1. Composições químicas das espécies minerais utilizadas nos cálculos geotermobarométricos.

Amostra	JPC-5										
	Análise	Grt B	Grt C	Cpx B	Cpx C	Cpx E	Anf B	Anf C	Anf E	Pl B	Pl C
SiO ₂	37.769	37.799	50.900	51.255	50.688	46.040	46.483	46.254	44.613	44.687	44.475
TiO ₂	0.000	0.037	0.081	0.050	0.028	0.840	0.884	0.993	0.000	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	21.199	20.802	0.503	0.434	0.383	8.068	8.219	8.436	35.261	34.973	35.128
Cr ₂ O ₃	0.085	0.125	0.058	0.083	0.084	0.189	0.114	0.146	0.00	0.00	0.00
FeO*	23.591	23.444	16.699	16.499	16.325	21.585	20.191	20.549	0.023	0.100	0.065
MnO	5.637	5.965	0.909	0.824	0.830	0.734	0.589	0.633	0.00	0.00	0.00
MgO	1.242	1.402	8.261	8.519	8.420	7.068	7.776	7.740	0.00	0.00	0.00
CaO	10.062	10.059	22.017	22.201	22.155	11.510	11.611	11.718	19.094	19.208	18.829
Na ₂ O	0.00	0.00	0.067	0.088	0.127	0.759	0.680	0.779	0.506	0.501	0.576
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.010	0.008	0.413	0.449	0.434	0.004	0.009	0.000
TOTAL	99.585	99.633	99.535	100.009	99.05	97.231	97.052	97.79	99.501	99.545	99.134
Oxigénios	12	12	6	6	6	22	22	22	8	8	8
Si	3.016	3.022	1.99	1.988	1.985	7.05	7.019	6.984	2.073	2.068	2.07
Ti	0.00	0.002	0.001	0.002	0.001	0.101	0.096	0.113	0.00	0.00	0.00
Al	1.996	1.96	0.02	0.023	0.018	1.47	1.45	1.502	1.913	1.927	1.927
Cr	0.005	0.008	0.003	0.002	0.003	0.014	0.023	0.017	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.002	0.00	0.018	0.099	0.147	0.117	0.004	0.001	0.003
Fe ²⁺	1.576	1.567	0.534	0.546	0.517	2.462	2.606	2.477	0.00	0.00	0.00
Mn	0.381	0.404	0.027	0.03	0.028	0.076	0.095	0.081	0.00	0.00	0.00
Mg	0.148	0.167	0.493	0.481	0.492	1.758	1.606	1.742	0.00	0.00	0.00
Ca	0.861	0.862	0.924	0.922	0.930	1.887	1.88	1.896	0.955	0.948	0.939
Na	0.00	0.00	0.007	0.005	0.01	0.2	0.224	0.228	0.045	0.045	0.052
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.087	0.08	0.084	0.001	0.00	0.00
SOMA	8	7.992	4	3.999	4	15.235	15.276	15.28	4.991	4.991	4.991

*Nota: Todo o ferro é considerado como FeO

Foram também realizadas estimativas para a amostra JPC17, devido à associação mineral granada-anfíbola-plagioclase. Durante a modelação, os resultados evidenciaram grandes variações nos valores de pressão e temperatura, com consequentes grandes amplitudes nos erros e na correlação entre as várias reacções. Esta variação é indicativa que a anfíbola não manteve o equilíbrio com a restante paragénese, algum muito comum neste tipo de associações minerais. Deste modo,

considerou-se não realizar uma estimativa de pressão e temperatura com os dados referentes a esta amostra.

Tabela 2. Equações utilizadas pelo THERMOCALC para o cálculo das condições geotermobarométricas.

Amostra	Reacções
5C, 5E, 5B	$Py + 2Grs + 3Qtz = 3An + 3Di$
5C, 5E, 5B	$2Grs + Alm + 3Qtz = 3An + 3Hed$
5C, 5E, 5B	$2Py + 4 Grs + 3Ts + 12Qtz = 12An + 3Tr$
5C, 5E, 5B	$21An + 6Tr = 10Py + 11Grs + 27Qtz + 6H2O$
5C, 5E, 5B	$21An + 6Fact = 10Alm + 11Grs + 27Qtz + 6H2O$
5C, 5E, 5B	$12An + 18Di + 3Parg = 5Py + 10Grs + 3Ab + 3Tr$
5E, 5B	$5Py + 10Grs + 3Fact + 15Qtz = 15An + 15Hed + 3Tr$
5E, 5B	$10Grs + 5Alm + 3Ts + 21Qtz = 21An + 9Di + 3Fact$
5C, 5E, 5B	$27Ts = 22Py + 8Grs + 24An + 3Tr + 24H2O$
5C, 5E, 5B	$Grs + 2Tr = Py + 7Di + 2Qtz + 2H2O$
5E, 5B	$3Grs + 2Ts + 5Qtz = 7An + 6Di + 2H2O$
5C, 5E, 5B	$5Py + 3Fact = 5Alm + 3Tr$
5E, 5B	$2Py + 12Hed + 3Ts = 4Grs + 4Alm + 3Tr$
5E, 5B	$8Alm + 6Tr + 3Ts + 3Parg = 17Py + 3Ab + 24Hed + 12H2O$
5C	$2Ts = 2Py + Grs + An + Qtz + 2H2O$
5C, 5E, 5B	$Py + 3Hed = Alm + 3Di$
5C	$4Grs + 9Tr + 3Parg = 7Py + 3Ab + 36Di + 12H2O$
5E, 5B	$11Py + 9An + 12Fact = 20Alm + 33Di + 21Qtz + 12H2O$
5E, 5B	$Grs + 2Fact = Alm + 7 Hed + 2Qtz + 2H2O$
5E, 5B	$Py + 12An + 18Hed + 3Parg = 10Grs + 6Alm + 3Ab + 3Tr$
5E, 5B	$5Alm + 12An + 18Di + 3Parg = 10Py + 10Grs + 3Ab + 3Fact$

Nota: Utilizou-se a base de dados termodinâmicos com consistência interna do THERMOCALC

Tabela 3. Quadro síntese dos resultados de modelação da pressão e temperatura. AvP – Average Pressure, AvT – Average Temperature, AvPT – Average Pressure and Temperature, sigfit – significance of fit.

	JPC5B				JPC5C				JPC5E**		JPC5E***	
	a* = 1		a* = 0.95		a* = 1		a* = 0.95		a* = 1		a* = 1	
	T (°C)	P (kbar)	T (°C)	P (kbar)	T (°C)	P (kbar)	T (°C)	P (kbar)	T (°C)	P (kbar)	T (°C)	P (kbar)
AvP	-	5.03	-	4.99	600	4.6	-	-	-	5.34	-	-
sigfit		0.37		0.38	1.64					0.63		
AvT	732	-	728	-	703	-	-	-	728	-	-	-
sigfit		1.73	1.72		1.59				1.73			
AvPT	777	5.0	771	4.9	722	5.2	717	5.2	784	5.0	747	4.9
sigfit	0.21		0.2		1.67		1.67		1.33		1.78	

Notas: * actividade da água; ** calculado com grtB; *** calculado com grtC

4. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os resultados obtidos, ainda que devam vir a ser complementados no futuro com mais estudos, permitem realizar uma abordagem às condições mínimas de pressão e temperatura do pico metamórfico para as unidades anatécicas na região de Figueira de Castelo Rodrigo. As estimativas mais recentes realizadas no Complexo Anatético de Figueira de Castelo Rodrigo-Lumbrals (CAFCL) já tinham sido realizadas por Carnicero (1982), e um ensaio sobre a associação paragenética e possíveis condições P-T-t por García Luis (1991), sendo que ambas, por uso de geotermobarómetros pouco fiáveis, subestimavam essas mesmas condições (ver capítulo II para uma discussão mais aprofundada).

As condições de pico metamórfico nas unidades estudadas ($T = 761 \pm 50 \text{ }^\circ\text{C}$; $P = 5.0 \pm 1 \text{ kbar}$) correspondem à zona de transição entre a fácies anfíbolítica e a fácies granulítica (Fig. 1), sendo que no momento da génese destas unidades, para estas condições de pressão e temperatura, o gradiente geotérmico corresponderia a $42 \text{ }^\circ\text{C}/\text{km}$, considerando um gradiente geostático de $3.7 \text{ km}/\text{kbar}$. Estas condições correspondem a valores de pressão e temperatura mínimos, já que as unidades calcossilicatadas, e em particular a JPC-5, se encontra intercalada no seio de metatexitos, que correspondem às unidades de menor temperatura do CAFCL.

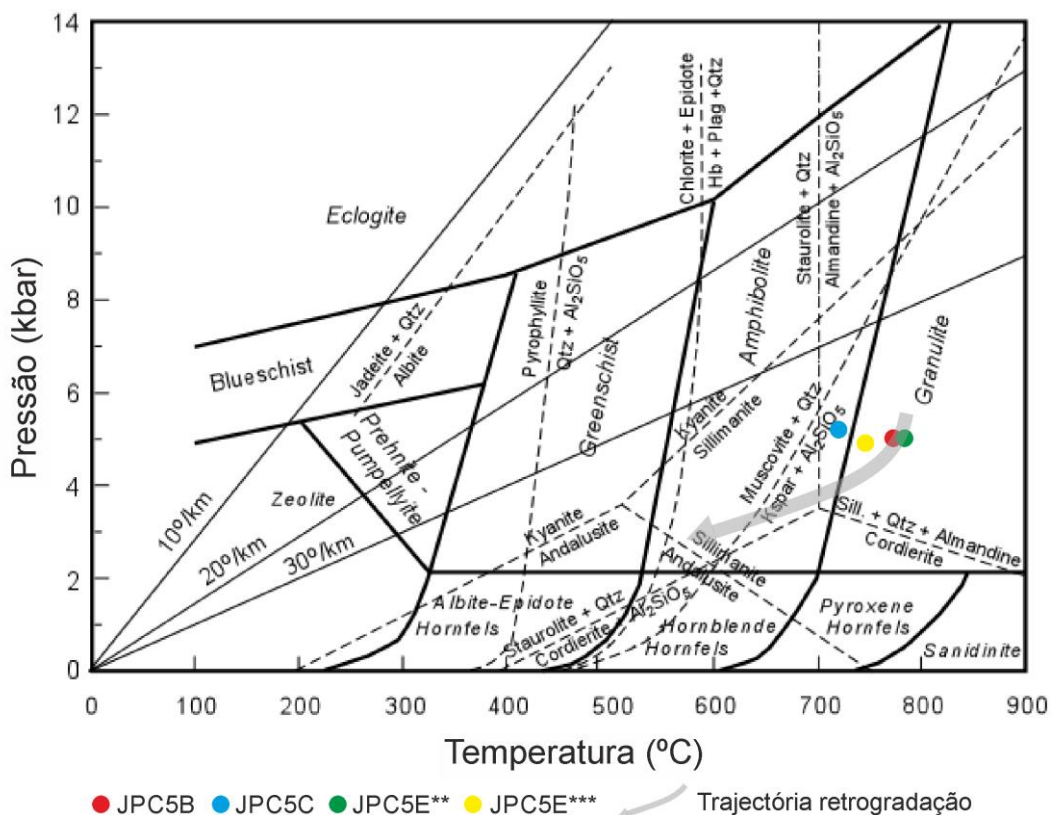


Figura 1. Diagrama de fácies e zonas com a projecção das amostras analisadas e proposta de uma trajectória de retrogradação com base nas observações petrográficas. **calculado com GrtB; ***calculado com GrtC. Adaptado de Nelson (*website*).

Pressupõe-se assim que as condições de pressão e temperatura responsáveis pela intensa anatexia verificada em Figueira de Castelo Rodrigo e Lumbrals tenham sido superiores a 760 °C. Este pressuposto tem também como fundamento, o grande volume de líquidos migmatíticos que tiveram que se formar para dar origem a todos os granitos anatéticos e diatexitos do CAFCR-L. Spear *et al.* (1999) com base na modelação das condições de fusão parcial através de reacções de desidratação da moscovite, biotite e estaurolite em função da percentagem de água dissolvida no *melt* (Fig. 2), propõem na grelha petrogenética do sistema NaKFMASH, uma série de curvas correspondentes à percentagem de água dissolvida no *melt* (Fig. 3), a partir das quais se consegue determinar o volume aproximado de *melt* produzido.

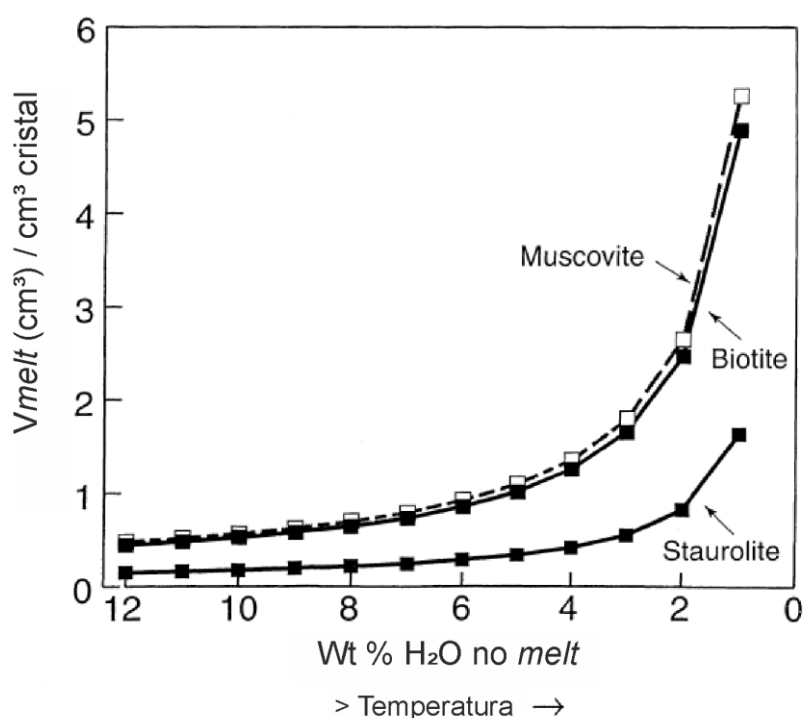


Figura 2. Diagrama de volume de melt produzido por cm³ de moscovite, biotite ou estaurolite em função da percentagem de água presente no *melt*. Adaptado de Spear *et al.* (1999).

A projecção das subestimativas referentes aos cálculos termobarométricos, permitiu verificar que os valores mínimos de percentagem de água no *melt* poderão variar entre 6 e 4% (Fig. 3), o que com base na relação entre esse volume e o volume de *melt* produzido para a reacção de desidratação da moscovite, coincidente com o da biotite (Fig. 2), se traduz em valores de *melt* entre 0.8 e 1.4 cm³ por cm³ de mica. Partindo do pressuposto de que o protólito teria entre 10-20 %modal de micas, o volume de fundidos produzidos poderá ser, para o limite inferior, entre 8 e 14 %volume e para o limite superior, entre 16 e 28 %volume. Clemens e Vielzeuf (1987 *in* Spear *et al.*, 1999) estimam que para a migração de *melt* é necessário atingir um volume crítico entre 20 a 35 % volume. Estas conclusões são reforçadas por modelações feitas por Bento dos Santos *et al.* (2011) que apontam para o intervalo entre 30 e 40% volume de anatexia crustal para a formação de diatexitos. Assim, considera-se que o volume de fundidos necessários na génese dos granitos anatéticos de CAFCR-L tenha que ter sido ainda superior ao estimado para as condições de

pressão e temperatura determinadas neste estudo, não devendo por isso, corresponder ao clímax térmico das unidades metassedimentares submetidas aos processos de fusão crustal.

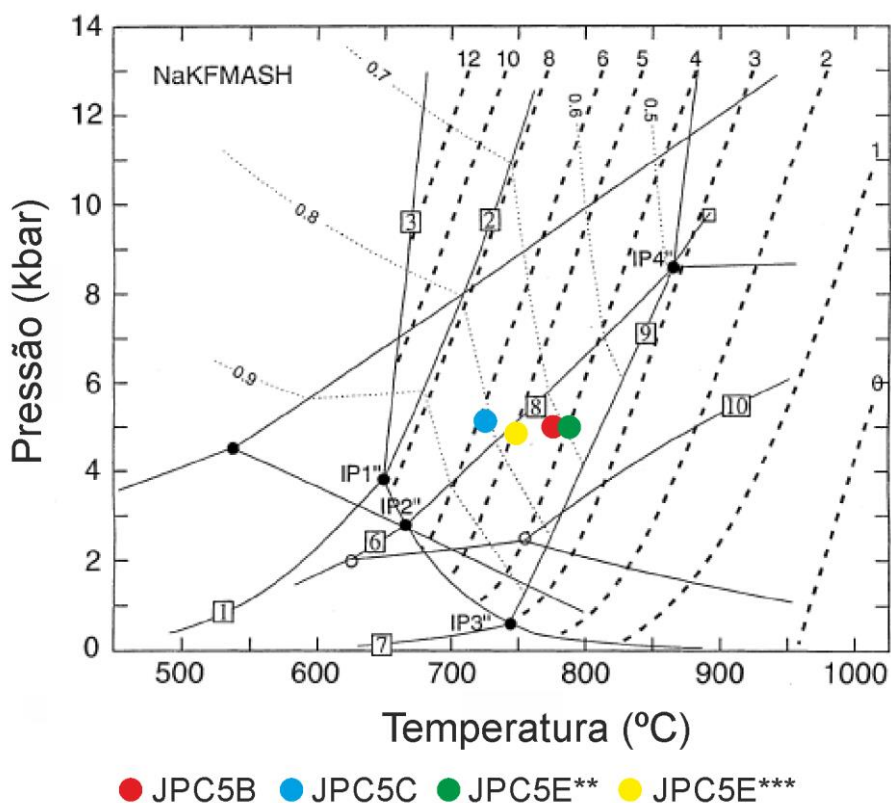


Figura 3. Grelha de pressões e temperaturas determinadas para o sistema NaKFMASH, em que as linhas a tracejado correspondem à percentagem de H₂O dissolvida no melt e a linha a pontilhado as razões de Fe e Mg na granada; projecção das subestimativas de pressão e temperatura calculadas a partir do THERMOCALC. Adaptado de Spear *et al.* (1999).

Uma vez que o litótipo utilizado para a determinação de pressão e temperatura apresenta uma componente carbonatada, evidenciado pelo elevado conteúdo em Ca das várias fases minerais, verificou-se a influência de fases fluidas com CO₂ na modelação geotermobarométrica. O aumento da actividade de CO₂ diminui, ainda que ligeiramente, as condições de pressão e temperatura, correspondendo a uma melhor significância do resultado. Este resultado, poderá estar relacionado com o carbono, que uma vez presente, impede a nucleação dos cristais (Bucher e Frey, 1994), especialmente os hidratados (Winter, 2010), podendo por isso dar lugar a valores de pressão e temperatura inferiores para as mesmas paragénese. Winter (2010) apresenta diagramas T-XCO₂ em que para maiores XCO₂ a temperatura necessária para a coexistência de uma determinada paragénese, diminui (Fig. 4).

Tendo considerando a presença de CO₂ nas fases fluidas, mas em quantidades diminutas, já que a ausência de fases minerais carbonatadas (*e.g.* calcite ou dolomite) parece indicar que o componente carbonatado do protólito deveria ser minoritário, as estimativas de pressão e

temperatura não variam significativamente, sendo então os valores mínimos fiáveis determinados para o pico metamórfico.

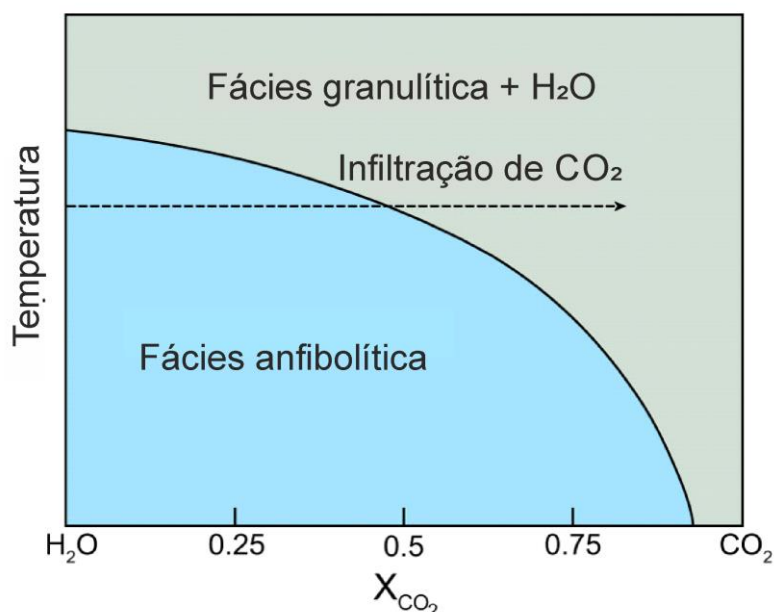


Figura 4. Diagrama T- x_{CO_2} esquemático, exemplificativo da forma típica das reacções de desidratação na presença de CO_2 . Modificado de Winter (2010).

Acautela-se, no entanto, que as temperaturas durante a fusão parcial que deram origem ao CAFCR-L, poderão ser ligeiramente inferiores, caso a X_{CO_2} seja superior à estimada neste estudo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- 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., Dias Neto, C.M., 2011. Metamorphic P-T evolution of granulites in central Ribeira Fold Belt, SE Brazil. *Geosciences Journal*, 15 (1): 27-51.
- Berman, R., 1991. Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrologic applications. *Canadian Mineralogist*, 29: 833-855.
- Berman, R., Aranovich, I., 1996. Optimized standard state and solution properties of minerals. I. Model calibration for olivine, orthopyroxene, cordierite, garnet and ilmenite in the system FeO-MgO-CaO-Al₂O₃-TiO₂-SiO₂. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 126: 1-24.

- Bucher, K., Frey, M., 1994. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*, 6th ed., Springer-Verlag, 318p.
- Carnicero, M.A., 1982. Estudio del metamorfismo existente en torno al granito de Lumbrales (Salamanca). *Studia Geologica Salmanticensia*, XVII: 7-20.
- Connolly, J.A.D., 1990. Multivariable phase diagrams: an algorithm based on generalized thermodynamics. *Am J Sci*, 290: 666-718.
- Connolly, J.A.D., Kerrick, D.M., 1987. An algorithm and computer program for calculating composition phase diagrams. *CALPHAD*, 11: 1-55.
- Eckert, J., Newton, R.C., Kleppa, O., 1991. The ΔH of reaction and recalibration of garnet-pyroxene-plagioclase-quartz geobarometers in the CMAS system by solution calorimetry. *Am. Mineral.*, 76: 148-160.
- García, L., 1991. Caracterización Geoquímica de los Leucogranitos de Lumbrales: Influencia de la Deformación en el Modelo Magmático. Definición de dos Tendencias e Implicación en Los Procesos Petrogenéticos. *Estudios Geológicos*, 47: 13-31.
- Graham, C.M., Powell, R., 1984. A garnet-hornblende geothermometer: Calibration, testing, and application to the Pelona Schist, southern California. *Journal of Metamorphic Geology*, 2: 13-31.
- Hodges, K.V., Crowley, P.D., 1985. Error estimation and empirical geothermobarometry for pelitic systems. *American Mineralogist*, 70: 702-709.
- Hodges, K.V., McKenna, L.W., 1987. Realistic propagation of uncertainties in geologic thermobarometry. *Am. Mineral.*, 72: 123-154.
- Holland, T.J.B., Powell, R., 1998. An internally-consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology*, 16: 309-344.
- Kohn, M.J., Spear, F.S., 1989. Empirical calibration of geobarometers for the assemblage garnet + hornblende + plagioclase + quartz. *Am. Mineral.*, 74: 77-84.
- Moecher, D., Essene, E., Anovitz, M., 1988. Calculation and application of clinopyroxene-garnet-plagioclase-quartz geobarometers. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 100: 92-106.
- Pattinson, D.R.M., Newton, R.C., 1989. Reversed experimental calibration of the garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange thermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 101: 87-103.
- Powell, 1978. *Equilibrium thermodynamics in petrology*. New York : Harper & Row, 284p.
- Powell, R., Holland, T.J.B., 1994. Optimal geothermometry and geobarometry. *American Mineralogist*, 79: 120-133.

Powell, R., Holland, T.J.B., 2008. On thermobarometry. *Journal of Metamorphic Geology*, 26: 155–179.

Spear, F., Florence, F., 1992. Thermobarometry in granulites: Pitfalls and new approach. *Precambrian Research*, 55: 209-241.

Spear, F.S., Kohn, M., Cheney, J., 1999. P-T paths from anatectic pelites. Pitfalls and new approaches. *Precambrian Research*, 55: 209-241.

Winter, J., 2010. An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology, 2nd ed. Prentice Hall, 702p.

Websites

Nelson, S.A. - <http://www.tulane.edu/~sanelson/eens212/metamorphreact.htm>