

Modelos termodinámicos y petrología experimental: el caso de la fusión anhidra del gneis «Ollo de Sapo»

*Thermodynamic models and experimental petrology:
the case of the anhydrous melting of the «Ollo de Sapo» gneiss*

M. García-Arias¹, L.G. Corretgé¹

RESUMEN

En los últimos años se han desarrollado distintos softwares que usan bases de datos termodinámicos cuya función es la de modelizar el comportamiento de una roca con el cambio de P, T, X, etc. El producto de ese modelo es una pseudosección o proyección en el plano P-T del diagrama de fases de un sistema para una composición fija, es decir, una sección de un diagrama de fases. Aunque su utilidad está bien demostrada, conviene comparar los resultados teóricos con los experimentales para ver el grado de aproximación del modelo teórico con la realidad pero también para ponderar los efectos cinéticos en los experimentos. En esta comunicación se compararán los resultados teóricos y experimentales de la fusión de una de las facies más características del gneis del Ollo de Sapo.

Palabras clave: pseudosección, petrología experimental, gneis del Ollo de Sapo.

ABSTRACT

During the last years, a couple of softwares to model the behaviour of a rock under P-T-X changes using thermodynamic databases have been developed. The result of such models is a pseudosection or projection in the P-T plane of a phase diagram of a system at a fixed composition, i.e. a phase diagram section. Although its usefulness has been well demonstrated, a comparison between theoretical and experimental data is advisable to see the degree of approximation of the theoretical model to the reality but also to consider the kinetic effects in experiments. In this paper, theoretical and experimental results of the melting of the Ollo de Sapo Gneiss are compared.

Key words: pseudosection, experimental petrology, Ollo de Sapo gneiss.

Introducción

Durante décadas se han empleado parrillas petrogenéticas con el fin de determinar el camino P-T que ha seguido una roca metamórfica. Sin embargo, incluso para sistemas relativamente simples como el CaO-MgO-SiO₂-H₂O-CO₂ el diagrama puede ser excesivamente complicado (fig. 1); además, de todas las reacciones mostradas sólo un pequeño grupo de ellas son de utilidad para una composición inicial determinada. Por estas razones, crear una parrilla petrogenética para una composición fija, donde las curvas de reacción presentes delimitan los

campos de estabilidad de las distintas asociaciones minerales se ha convertido en una necesidad. Estas secciones de diagramas de fases para composiciones específicas han recibido el nombre de pseudosecciones. La ventaja de las pseudosecciones con respecto a las parrillas petrogenéticas es que, para unos valores P-T fijos, la composición y moda de las fases presentes es fija y única, por lo que se puede estudiar cómo varían estas propiedades a lo largo de una trayectoria P-T.

Existen muchos softwares que permiten calcular pseudosecciones, cada uno con un método de cálculo diferente, siendo los más usados el software THER-

¹ Dpto. de Geología, Universidad de Oviedo, Jesús Arias de Velasco s/n, 33005 Oviedo.
Email: mgarias@geol.uniovi.es, corretge@geol.uniovi.es

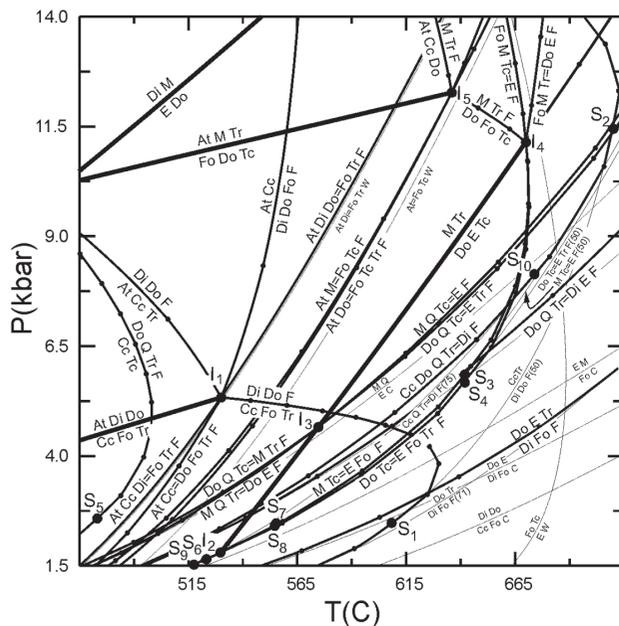


Fig. 1.—Parrilla petrogenética del sistema CaO-MgO-SiO₂-H₂O-CO₂, de difícil lectura dado el elevado número de reacciones representadas. Tomado de Connolly y Trommsdorff (1991).

MOCALC (Powell & Holland, 1988) y PERPLEX (Connolly, 1990, 2005, 2009). Si bien difieren en el método de cálculo, la validez de las pseudosecciones calculadas dependen de los mismos factores: calidad de las bases de datos termodinámicos y seguridad de que la composición de partida represente una composición en equilibrio de la roca (Stüwe, 1997).

Su utilidad para modelizar la evolución mineralógica (moda y composición) de rocas en condiciones metamórficas está bien demostrada (Carson *et al.*, 2000; Guiraud *et al.*, 2001; Holland & Powell, 2001; Marmo *et al.*, 2002; Proyer, 2003; Stipská & Powell, 2005; Gaidies *et al.*, 2006; Tajcmanová *et al.*, 2007, entre otros), pero es conveniente realizar comparaciones entre resultados teóricos y experimentales para, por un lado, comprobar la calidad de las bases de datos termodinámicos de las fases empleadas y, por otro lado, discernir posibles efectos cinéticos en las asociaciones minerales experimentales debido a la elevada tasa de calentamiento en estos experimentos (100 °C/min).

Los experimentos de fusión

El gneis del Olló de Sapo (Parga Pondal *et al.*, 1964; Matte, 1968; Martínez García, 1973; Navidad, 1978; Díez Montes, 2007) es una roca que ya ha sido sometida a estudios experimentales, determinándose su sólido y demostrándose que es un protolito fértil de leucogranitos (Castro *et al.*, 1999a, 1999b, 2000). Estos experimentos han sido realizados entre 700 y 900 °C a intervalos de 50 °C, a 3, 6, 10 y 15 kbar, con y sin agua añadida. El objetivo de los estudios de Castro *et al.* (1999b, 2000) era determinar la composición de los fundidos originados así como las reacciones de fusión de este protolito, por lo que no hay datos completos de las proporciones modales de las fases excepto para 6 kbar (fig. 6 de Castro *et al.*, 2000); para el resto de condiciones P-T sólo hay datos de la moda del fundido y de las fases neofórmes. Por esta razón, la comparación entre proporciones teóricas y experimentales se hará en un perfil a 6 kbar, utilizándose las proporciones a 10 kbar para un segundo análisis a modo cualitativo.

El protolito empleado es un fragmento de la matriz de la facies de grano grueso del Olló de Sapo en su afloramiento de Hiendelaencina (Sistema Central Español), compuesta por un 10% de biotita (Mg/(Mg + Fe) = 40), 20% de moscovita, 20% de plagioclasa (An₁₉), 8% de feldespato potásico y 42% de cuarzo, y cuya composición química se muestra en la tabla 1. Esta matriz, triturada a polvo, fue introducida en una cápsula de oro y llevada a las P y T arriba mencionadas en una prensa de tipo piston-cylinder. Las proporciones modales fueron calculadas usando el software NIHimage.

Del estudio de las proporciones modales en volumen a 6 kbar, se pueden extraer una serie de conclusiones (Castro *et al.*, 2000):

— El protolito comienza a fundir entre 700 y 750 °C.

— La reacción de fusión hasta los 800 °C es:



Que continúa hasta el agotamiento de la moscovita.

Tabla 1.—Composición del gneis del Olló de Sapo usado en los experimentos

| SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | FeOt | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | LOI | TOTAL |
|------------------|------------------|--------------------------------|------|------|------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|------|-------|
| 69,10 | 0,52 | 15,23 | 3,77 | 0,04 | 1,51 | 1,28 | 3,06 | 3,81 | 0,18 | 1,30 | 99,80 |

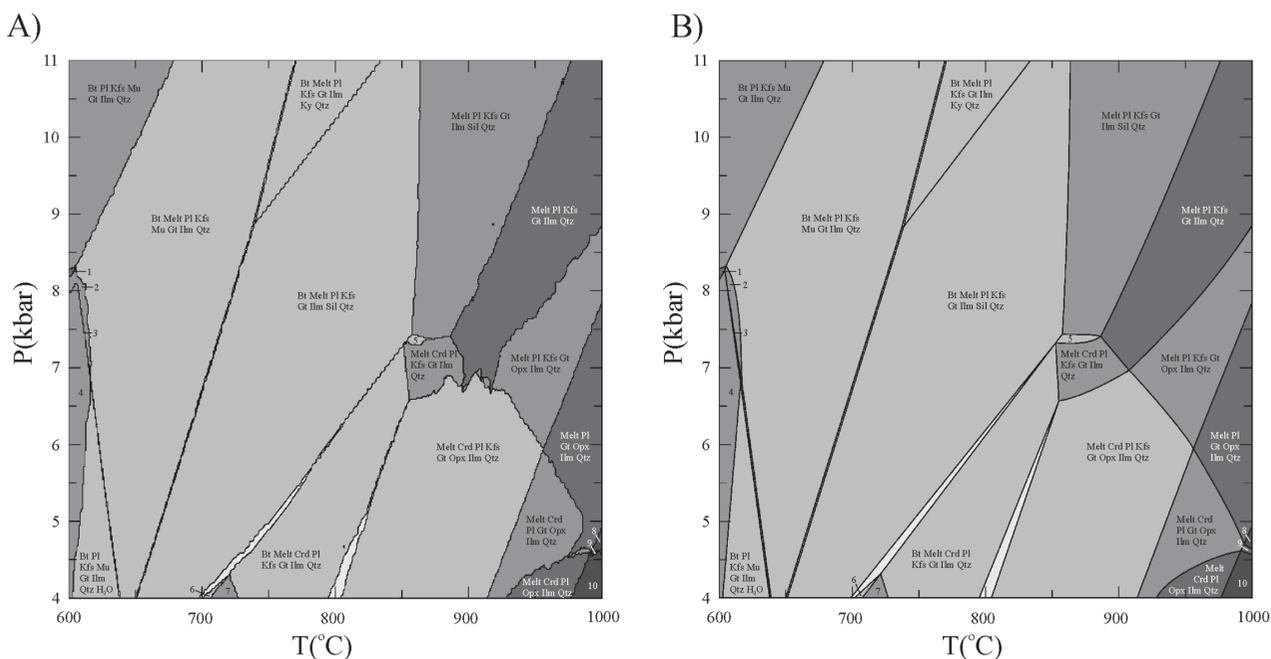
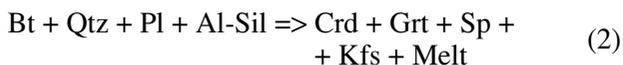


Fig. 2.—A) Pseudosección originada por el software PERPLEX; B) pseudosección corregida manualmente. Las fases presentes en los campos numerados son: 1) Bt, Pl, Kfs, Mu, Ilm y Qtz; 2) Bt, Melt, Pl, Kfs, Mu, Ilm y Qtz; 3) Bt, Melt, Pl, Kfs, Mu, Ilm, Qtz y H₂O; 4) Bt, Pl, Kfs, Mu, Ilm, Qtz y H₂O; 5) Melt, Crd, Pl, Kfs, Grt, Ilm, Sil y Qtz; 6) Bt, Melt, Crd, Pl, Kfs, Ilm, Sil y Qtz; 7) Bt, Melt, Crd, Pl, Kfs, Ilm y Qtz; 8) Melt, Pl, Grt, Opx e Ilm; 9) Melt, Crd, Pl, Grt, Opx e Ilm; y 10) Melt, Crd, Pl, Opx e Ilm. Las asociaciones de los campos sin rótulos pueden deducirse de la regla de que dos campos anexos difieren en una fase. Abreviaturas según Kretz (1983) excepto para Melt (fundido).

— A partir de 800 °C, la fusión progresa mediante la reacción:



— La cantidad de fundido generada a 900 °C por estas dos reacciones es de un 15%.

A 10 kbar, las conclusiones son muy similares:

— Sólo hay moscovita a 750 °C.

— Se genera aluminosilicato y feldespato potásico con la temperatura.

— No hay fundido a 750 °C, y a 900 °C constituye un 10-12% del volumen de la cápsula.

Las pseudosecciones

Las pseudosecciones fueron realizadas usando el software PERPLEX (Connolly, 1990, 2005, 2009). Este software crea la pseudosección mediante sucesivas iteraciones del cálculo de estabilidad de fases en las celdas de una malla cuadrículada en la que se divide el espacio P-T-X a estudiar, repitiendo el proceso en cada iteración en aquellas celdas en las que en la iteración anterior se detectó un cambio en la asociación

de fases. Para estudiar las variaciones composicionales de las soluciones sólidas, PERPLEX las discretiza (digitaliza) en una serie de pseudocompuestos de composición fija pero variable entre dos celdas contiguas. Al contrario que THERMOCALC, no es necesario introducir todas las fases que el software debe manejar, sino sólo las fases con solución sólida en virtud de los modelos disponibles, la composición del sistema, de los minerales en cuestión y el rango P-T a estudiar.

Para las pseudosecciones de este trabajo, se ha empleado la versión PERPLEX 07, con el archivo hp02.ver como base de datos termodinámica y el archivo solut_09.dat como base de datos de modelos de solución sólida. El rango de P-T estudiado abarca desde 600 hasta 1.000 °C y desde 4 hasta 11 kbar. Los modelos de solución sólida elegidos han sido: biotita: TiBio(WPH); moscovita: KN-Phen; feldespato potásico: San; plagioclasa: Pl(h); granate: Gt(HP); cordierita: hCrd; ortopiroxeno: Opx(HP); clinopiroxeno: Cpx(HP); ilmenita: Ilm(WPH); fundido: melt(HP); espinela: Sp(HP); anfíbol: cAmph(DP).

La pseudosección obtenida se observa en la figura 2a. En ella aparecen algunos pequeños artefactos de computación, como por ejemplo las curvaturas

Tabla 2.—Proporciones modales a 6 kbar según los cálculos de PERPLEX

| T (°C) | 700 | 725 | 750 | 775 | 800 | 825 | 850 | 875 | 900 |
|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Qtz | 32,45 | 31,96 | 31,35 | 29,32 | 28,59 | 22,41 | 20,19 | 17,82 | 15,28 |
| Pl | 26,21 | 25,34 | 24,50 | 22,74 | 22,13 | 17,98 | 16,23 | 15,03 | 13,91 |
| Kfs | 14,34 | 14,46 | 14,73 | 15,99 | 16,18 | 19,87 | 19,64 | 17,00 | 12,88 |
| Mu | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Sil | 2,39 | 2,39 | 2,41 | 2,13 | 2,07 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Bt | 14,36 | 13,96 | 13,55 | 11,05 | 10,46 | 2,70 | 0,60 | 0,00 | 0,00 |
| Grt | 0,16 | 0,33 | 0,53 | 1,93 | 2,24 | 5,21 | 6,44 | 5,69 | 4,86 |
| Crd | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 3,90 | 3,16 | 2,77 | 2,13 |
| Opx | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,74 | 1,10 |
| Ilm | 0,22 | 0,21 | 0,20 | 0,24 | 0,24 | 0,46 | 0,52 | 0,54 | 0,53 |
| Rt | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Melt | 9,89 | 11,36 | 12,73 | 16,60 | 18,09 | 27,48 | 33,22 | 40,41 | 49,30 |

Símbolos de Kretz (1983), excepto para Melt (fundido).

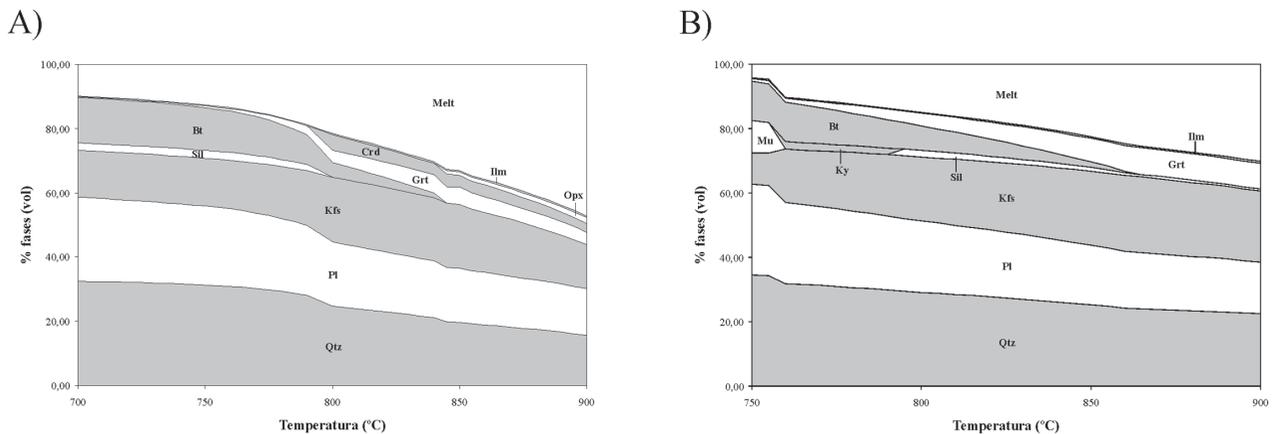


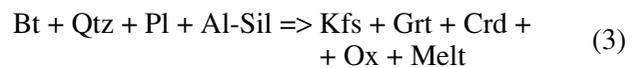
Fig. 3.—Proporciones modales (en volumen) de las fases presentes en la pseudosección. A) 6 kbar; B) 10 kbar.

anómalas en los límites de campos en torno a los 7 kbar y 900 °C, o a los 5 kbar y 1.000 °C. La pseudosección, corregida manualmente, se observa en la figura 2b. No aparecen espinela, clinopiroxeno ni anfíbol por ser inestables en el rango P-T estudiado. Además de la pseudosección, el software PERPLEX ha calculado también las proporciones modales (en volumen) de todas las fases, por lo que se han podido realizar dos perfiles isobáricos a 6 y 10 kbar.

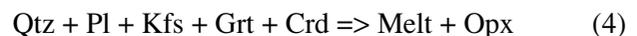
Las conclusiones que se extraen del estudio de la pseudosección en el perfil a 6 kbar (tabla 2 y figura 3a) son:

- A 700 °C existe fundido.
- A 900 °C la cantidad de fundido es aproximadamente un 50% del volumen total.
- No hay moscovita en el rango de temperatura del perfil.

— Hasta los 850 °C se produce fundido mediante la reacción:



A partir de 850 °C, cuando se agota la biotita, la reacción de fusión es:



Las conclusiones del perfil a 10 kbar (tabla 3 y figura 3b) son:

- La moscovita se agota entre 750 y 775 °C.
- Se consume la biotita en el rango de T estudiado.
- Las reacciones de fusión son:

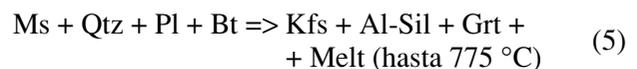
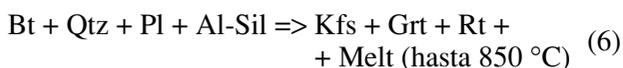


Tabla 3.—Proporciones modales a 10 kbar según los cálculos de PERPLEX

| T (°C) | 750 | 775 | 800 | 825 | 850 | 875 | 900 |
|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Qtz | 33,99 | 30,35 | 28,56 | 26,45 | 24,33 | 23,44 | 22,34 |
| Pl | 27,77 | 23,20 | 21,07 | 18,80 | 16,58 | 15,61 | 14,62 |
| Kfs | 10,41 | 18,65 | 20,76 | 22,80 | 24,78 | 23,93 | 22,51 |
| Mu | 9,36 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Ky | 0,00 | 1,99 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Sil | 0,00 | 0,00 | 1,87 | 1,35 | 0,84 | 0,67 | 0,46 |
| Bt | 11,81 | 9,64 | 6,69 | 3,33 | 0,13 | 0,00 | 0,00 |
| Grt | 1,60 | 3,38 | 5,22 | 7,30 | 9,31 | 9,24 | 9,04 |
| Rt | 0,15 | 0,17 | 0,20 | 0,26 | 0,33 | 0,33 | 0,33 |
| Melt | 4,91 | 12,63 | 15,63 | 19,71 | 23,71 | 26,77 | 30,71 |



Comparación

Comparando el perfil experimental a 6 kbar (fig. 4 y tabla 4) con el teórico (fig. 3a y tabla 2) aparecen una serie de semejanzas y diferencias.

Las semejanzas encontradas son: 1) cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico son las fases más abundantes; 2) se consumen cuarzo y plagioclasa y se genera feldespato potásico debido a las reacciones de deshidratación de las micas; 3) la cantidad de fundido se incrementa regularmente con la temperatura; 4) la reacción de fusión de la biotita es la misma para el modelo teórico (3) y los resultados experimentales (1).

Las diferencias son las siguientes: 1) la cantidad de fundido es mucho mayor en el modelo teórico (50% a 900 °C) que en las cápsulas (15% a la mis-

ma T); 2) aparece moscovita hasta una $T < 800$ °C en la cápsula, pero está totalmente ausente en el modelo teórico en el mismo rango de T; 3) en el modelo teórico se agota la biotita a los 850 °C y el aluminosilicato a los 800 °C, mientras que en las cápsulas siguen presentes hasta los 900 °C; 4) el granate se forma sólo a $T \leq 900$ °C en las cápsulas y a ≈ 750 °C en el modelo termodinámico.

A 10 kbar no se puede hacer una comparación detallada por ausencia de datos exactos de la moda de minerales en las cápsulas experimentales, pero de los datos disponibles (Castro *et al.*, 2000) se pueden observar también semejanzas y diferencias. Las semejanzas son la presencia de moscovita a $T \leq 750$ °C, la presencia de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y aluminosilicato en todas las T estudiadas con consumo de los dos primeros y neoformación de los dos últimos y presencia de granate como única fase peritética de la fusión de la biotita. La principal diferencia es el consumo total de la biotita en la pseudosección a $T \sim 865$ °C mientras que en las cápsulas experimentales sigue estando presente a 900 °C.

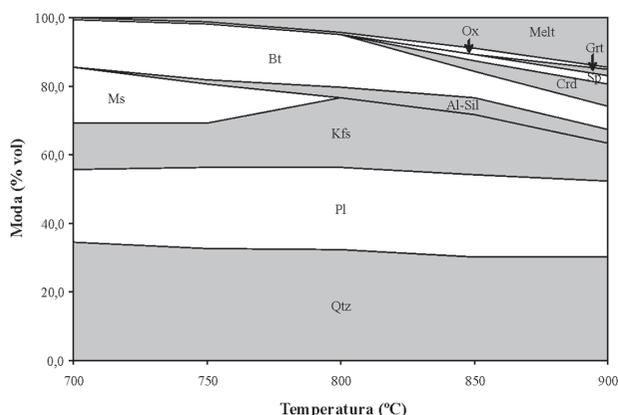


Fig. 4.—Proporciones modales (en volumen) de las fases en las cápsulas experimentales. Modificado de Castro *et al.* (2000).

Tabla 4.—Proporciones modales de los experimentos a 6 kbar

| T (°C) | 700 | 750 | 800 | 850 | 900 |
|--------|------|------|------|------|------|
| Qtz | 34,4 | 32,5 | 32,3 | 30,2 | 30,2 |
| Pl | 21,3 | 23,8 | 24,1 | 23,9 | 22,0 |
| Kfs | 13,8 | 13,1 | 20,3 | 17,6 | 11,3 |
| Ms | 16,3 | 11,3 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| Al-Sil | 0,0 | 1,3 | 3,2 | 5,0 | 3,8 |
| Bt | 13,8 | 16,3 | 15,2 | 7,5 | 6,9 |
| Crd | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 3,1 | 6,3 |
| Sp | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 1,9 | 2,5 |
| Grt | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 1,9 |
| Ox | 0,6 | 0,6 | 0,6 | 1,9 | 0,6 |
| Melt | 0,0 | 1,3 | 4,4 | 8,8 | 14,5 |

Datos tomados de la figura 6 de Castro *et al.* (2000).

Existen dos razones que pueden explicar estas notables diferencias:

1. Metaestabilidad de la moscovita: el software PERPLEX determina la asociación de fases que minimiza la energía libre del sistema, es decir, sólo tiene en cuenta las propiedades termodinámicas del sistema y no la cinética, al contrario que en los experimentos donde tanto la termodinámica como la cinética juegan un papel fundamental en la presencia o ausencia de las fases. Por otro lado, en experimentos de fusión se ha demostrado que la moscovita persiste metaestablemente muy por encima de su límite térmico superior (Huang & Wyllie, 1973, 1981; Bénard *et al.*, 1985; Scaillet *et al.*, 1995; Patiño Douce & Harris, 1998). Es muy probable que los experimentos con el gneis del Olló de Sapo presenten también esta metaestabilidad.

La principal consecuencia de la metaestabilidad de la moscovita es una reducción en la cantidad de fundido formado, ya que no se libera el agua estructural que contiene. Asimismo, el retraso en el agotamiento de la moscovita implica también un desplazamiento hacia T mayores del comienzo de la fusión de la biotita y, por tanto, de la aparición de las fases máficas peritéticas, si bien una vez comenzada esta segunda etapa las proporciones de fases experimentales se ajustan mejor a las predichas.

2. Modelos termodinámicos imprecisos: el software PERPLEX calcula las pseudosecciones a partir de la base de datos termodinámicos que contiene. Si esta base es incompleta o imprecisa, las pseudosecciones calculadas podrán ser diferentes a la realidad. En cálculos hechos para comprobar la utilidad de PERPLEX de realizar diagramas binarios de fases (una «pseudosección» entre dos composiciones extremas que representarían rocas monominerálicas) se ha podido comprobar que el software funciona adecuadamente para sistemas con dos fases minerales inmiscibles como el sistema forsterita-cuarzo pero presenta problemas en sistemas binarios con solución sólida como el albita-anortita. Aunque esta base de datos termodinámicos se actualiza y mejora constantemente, puede ser una fuente de error en el cálculo de la pseudosección.

Discusión

La comparación entre un sistema experimental y una pseudosección del gneis del Olló de Sapo es aceptable pero muestra notables diferencias, arguyendo dos razones para estas discrepancias: efec-

to de la cinética en los experimentos y deficiencias en las bases de datos termodinámicas empleadas en los cálculos. De estas dos razones, la más importante es la cinética. Las bases de datos termodinámicas, si bien en un principio eran sencillas y muy limitadas, en los últimos años se han visto notablemente ampliadas y mejoradas (Berman & Aranovich, 1996; Gottschalk, 1997; Holland & Powell, 1998; White *et al.*, 2001; Ghiorso *et al.*, 2002) y los cálculos obtenidos, en opinión de los autores, son muy realistas. Sin embargo, los investigadores en petrología experimental reconocen que, para demostrar la existencia de equilibrio en las cápsulas experimentales se deben realizar experimentos de cristalización o inversos para contrastar los resultados con los experimentos de fusión o directos, y Castro *et al.* (1999b, 2000) no los han realizado.

Scaillet *et al.* (1995) ha demostrado la composición y textura de minerales y fundido en experimentos sobre un leucogranito, que los experimentos de cristalización son los más idóneos para determinar el equilibrio de fases en sistemas graníticos: la composición de estas fases se ajusta notablemente a la predicha por modelos teóricos y los minerales presentan contornos euhedrales, mientras que en experimentos de fusión los minerales presentan bordes de corrosión y composiciones muy semejantes a la de los minerales de partida, presentando (al igual que el fundido) composiciones distintas de las de los experimentos de cristalización a las mismas condiciones P-T. Patiño Douce & Harris (1998) también informan en sus experimentos con esquistos moscovíticos y moscovítico-biotíticos de la presencia metaestable de moscovita en condiciones superiores a su límite de estabilidad, de que ésta mantiene la composición que tenía en la roca de partida y de que la cantidad de fundido producida es menor por la persistencia de este mineral, pero matizan la importancia de la cinética en la estabilidad de la moscovita aduciendo que la composición del fundido es casi idéntica en experimentos directos e inversos, que la moscovita se funde por la misma reacción (1) que en condiciones de perfecto equilibrio y que la pendiente de la curva de fusión de la moscovita es fuertemente dependiente de la presión.

En resumen, cabe concluir que los experimentos de fusión no son los más adecuados para determinar relaciones de fases, debido a los importantes efectos de la cinética, por lo que los resultados obtenidos deben ser tomados cuidadosamente. Asimismo, se deduce que es la cinética y no la imprecisión de los modelos termodinámicos de PERPLEX la causante

de las discrepancias observadas en las relaciones de fases del gneis del Olló de Sapo.

Sin embargo, no debe olvidarse que, si bien los experimentos de fusión producen fundidos y minerales con composiciones y proporciones metaestables diferentes de las predichas por los experimentos de cristalización y los modelos teóricos, la fusión en la naturaleza de protolitos corticales es un proceso directo, no inverso, por lo que los fundidos se forman bajo condiciones metaestables, y sólo los elevados tiempos de residencia del fundido con su restita, imposibles de conseguir en laboratorio, pueden llegar a eliminar esos efectos cinéticos.

Conclusiones

En el estudio comparativo de las relaciones de fases entre experimentos de fusión y modelos teóricos con el gneis del Olló de Sapo se han observado notables diferencias cualitativas y cuantitativas debidas principalmente a los efectos cinéticos propios de los experimentos de fusión. Si se quiere estudiar experimentalmente las relaciones de fases, es recomendable realizar experimentos de cristalización o inversos en lugar de experimentos directos.

Los efectos cinéticos incrementan la estabilidad de las fases afectadas, desplazando hacia condiciones de mayor T las reacciones de fusión (desaparición de la moscovita: > 50 °C; desaparición del aluminosilicato: > 75 °C), pero sin afectar sensiblemente a la naturaleza de éstas. Por esta razón, las pseudosecciones pueden ser empleadas como herramientas de predicción de las reacciones de fusión y de estimación de las composiciones de las fases, y por tanto se aconseja su uso previo a estudios experimentales como ayuda para determinar las condiciones P-T más adecuadas teniendo en cuenta los efectos cinéticos.

AGRADECIMIENTOS

Los autores quieren agradecer a J.A.D. Connolly la cesión de la figura 1 de este trabajo. Esta investigación ha sido realizada gracias a la financiación del proyecto CGL-2004-06808-CO4-03 del Ministerio de Educación y Ciencia y a la beca FPU otorgada a M. García-Arias.

Referencias

Bénard, F.; Moutou, P. & Pichavant, M. (1985). Phase relations of tourmaline leucogranites and the significance of tourmaline in silicic magma. *Journal of Geology*, 93: 271-291. doi:10.1086/628952

Berman, R.G. & Aranovich, L.Y. (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. doi:10.1007/s004100050232

Carson, C.J.; Clarke, G.L. & Powell, R. (2000). Hydration of eclogite, Pam Peninsula, New Caledonia. *Journal of Metamorphic Geology*, 18: 79-90. doi:10.1046/j.1525-1314.2000.00245.x

Castro, A.; El-Biad, M. & El-Hmidi, H. (1999a). A new method for determining the fluid-absent solidus temperature in piston-cylinder experiments. *American Mineralogist*, 84: 1971-1975.

Castro, A.; Patiño Douce, A.E.; Corretgé, L.G.; De la Rosa, J.D.; El-Biad, M. & El-Hmidi, H. (1999b). Origin of peraluminous granites and granodiorites, Iberian massif, Spain: an experimental test of granite petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 135: 225-276. doi:10.1007/s004100050511

Castro, A.; Corretgé, L.G.; El-Biad, M.; El-Hmidi, H.; Fernández, C. & Patiño Douce, A.E. (2000). Experimental constraints on Hercynian anatexis in the Iberian Massif, Spain. *Journal of Petrology*, 41: 1471-1488.

Connolly, J.A.D. (1990). Calculation of multivariable phase diagrams: an algorithm based on generalized thermodynamics. *American Journal of Science*, 290: 666-718.

Connolly, J.A.D. (2005). Computation of phase equilibria by linear programming: A tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 236: 524-541. doi:10.1016/j.epsl.2005.04.033

Connolly, J.A.D. (2009). The geodynamic equation of state: what and how. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10: Q10014. doi:10.1029/2009GC002540

Connolly, J.A.D. & Tromsdorff, V. (1991). Petrogenetic grid for metacarbonate rocks: pressure-temperature phase-diagram projection for mixed-volatile systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 108: 93-105. doi:10.1007/BF00307329

Díez Montes, A. (2007). La geología del Dominio «Olló de Sapo» en las comarcas de Sanabria y Terra do Bolo. *Serie Nova Terra*, 34.

Gaidies, F.; Abart, R.; De Capitani, C.; Schuster, R.; Connolly, J.A.D. & Reusser, E. (2006). Characterization of polymetamorphism in the Austroalpine Basement East of the Tauern Window using garnet isopleth thermobarometry. *Journal of Metamorphic Geology*, 24: 451-475. doi:10.1111/j.1525-1314.2006.00648.x

Ghiorso, M.S.; Hirschmann, M.M.; Reiners, P.W. & Kress, V.C. (2002). The pMELTS: A revision of MELTS for improved calculation of phase relations and major element partitioning related to partial melting of the mantle to 3 GPa. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 3: 1030. doi:10.1029/2001GC000217

Gottschalk, M. (1997). Internally consistent thermodynamic data for rock-forming minerals in the system SiO₂-TiO₂-Al₂O₃-Fe₂O₃-CaO-MgO-FeO-K₂O-Na₂O-H₂O-CO₂. *European Journal of Mineralogy*, 9: 175-223.

- Guiraud, M.; Powell, R. & Rebay, G. (2001). H₂O in metamorphism and unexpected behaviour in the preservation of metamorphic mineral assemblages. *Journal of Metamorphic Geology*, 19: 445-454. doi:10.1046/j.0263-4929.2001.00320.x
- Holland, T.J.B. & Powell, R. (1998). Calculation of phase relations involving haplogranitic melts using an internally consistent thermodynamic dataset. *Journal of Metamorphic Geology*, 16: 309-343. doi:10.1111/j.1525-1314.1998.00140.x
- Huang, W.L. & Wyllie, P.J. (1973). Melting relations of muscovite granite to 35 kbar as a model for fusion of metamorphosed subducted oceanic sediments. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 42: 1-14.
- Huang, W.L. & Wyllie, P.J. (1981). Phase relations of S-type granite with H₂O to 35 kbar: muscovite granite from Harney Peak, South Dakota. *Journal of Geophysical Research*, 86: 10515-10529. doi:10.1029/JB086iB11p10515
- Kretz, R. (1983). Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68: 277-279.
- Marmo, B.A.; Clarke, G.L. & Powell, R. (2002). Fractionation of bulk rock composition due to porphyroblast growth: effects on eclogite facies mineral equilibria, Pam Peninsula, New Caledonia. *Journal of Metamorphic Geology*, 20: 151-165. doi:10.1046/j.0263-4929.2001.00346.x
- Martínez García, E. (1973). Deformación y metamorfismo en la zona de Sanabria, provincias de Zamora, León y Orense (Noroeste de España). *Studia Geologica Salmanticensis*, 5: 7-106.
- Matte, P. (1968). La structure de la virgation hercynienne de Galicie (Espagne). *Geologie Alpine*, 44: 1-228.
- Navidad, M. (1978). Las series glandulares «Ollo de Sapo» en los sectores nord-occidental y centro-oriental del Macizo Ibérico. *Estudios Geológicos*, 35: 31-38.
- Parga Pondal, I.; Matte, P. & Capdevila, R. (1964). Introduction à la géologie de l'«Ollo de Sapo», Formation porphyroïde anté-silurienne du Nord Ouest de l'Espagne. *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, 76: 119-153.
- Patiño Douce, A.E. & Harris, N.B.H. (1998). Experimental constraints on Himalayan Anatexis. *Journal of Petrology*, 39: 689-710. doi:10.1093/petrology/39.4.689
- Powell, R. & Holland, T.J.B. (1988). An internally consistent dataset with uncertainties and correlations: 3. Applications to geobarometry, worked examples and a computer program. *Journal of Metamorphic Geology*, 6: 173-204. doi:10.1111/j.1525-1314.1988.tb00415.x
- Proyer, A. (2003). The preservation of high-pressure rocks during exhumation: metagranites and metapelites. *Lithos*, 70: 183-194. doi:10.1016/S0024-4937(03)00098-7
- Scaillet, B.; Pichavant, M. & Roux, J. (1995). Experimental crystallization of leucogranite magmas. *Journal of Petrology*, 36: 663-705.
- Stípská, P. & Powell, R. (2005). Constraining the P-T path of a MORB-type eclogite using pseudosections, garnet zoning and garnet-clinopyroxene thermometry: an example from the Bohemian Massif. *Journal of Metamorphic Geology*, 23: 725-743. doi:10.1111/j.1525-1314.2005.00607.x
- Stüwe, K. (1997). Effective bulk composition changes due to cooling: a model predinting complexities in retrograde reaction textures. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 129: 43-52. doi:10.1007/s004100050322
- Tajcmanová, L.; Konopásek, K. & Connolly, J.A.D. (2007). Diffusion-controlled development of silica-undersaturated domains in felsic granulites of the Bohemian Massif (Variscan belt of Central Europe). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 153: 237-250. doi:10.1007/s00410-006-0143-y
- White, R.W.; Powell, R. & Holland, T.J.B. (2001). Calculation of partial melting equilibria in the system Na₂O-CaO-K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O (NCKFMASH). *Journal of Metamorphic Geology*, 19: 139-153. doi:10.1046/j.0263-4929.2000.00303.x

Recibido el 8 de octubre de 2009
 Aceptado el 11 de diciembre de 2009
 Publicado online el 22 de abril de 2010