

# Estimación del régimen térmico y producción de calor de los niveles litosféricos del Sistema Central Español

*Thermal regime and heat production estimates for lithospheric levels of the Spanish Central System*

C. Villaseca <sup>(1)</sup>, D. Orejana <sup>(1)</sup>, C. Pérez-Soba <sup>(1)</sup> y J. Reyes <sup>(2)</sup>

<sup>(1)</sup> Departamento Petrología y Geoquímica, Facultad CC. Geológicas, UCM, 28040 Madrid. granito@geo.ucm.es

<sup>(2)</sup> Instituto Geológico y Minero de España. C/ Calera 1. 28760 Tres Cantos (Madrid). j.reyes@igme.es

## ABSTRACT

*Heat production of outcropping metamorphic and granitic rocks from the Spanish Central System (SCS) is similar to other surface heat production estimates in Paleozoic provinces (average A value 2.64 mWm<sup>-3</sup>). However, heat flow range in the SCS is higher than for Paleozoic terranes (70-90 mWm<sup>-2</sup> instead of 45-70 mWm<sup>-2</sup>). Contribution of mantle to the heat budget is estimated to be 27 mWm<sup>-2</sup>. Thus, a slightly higher mantle heat flow combined with a lower crust with a markedly high heat production (average A value 1.04 mWm<sup>-3</sup>) may explain the high estimated surface heat flow.*

**Key words:** Heat flow, heat production, continental crust, Spanish Central System

*Geogaceta*, 38 (2005), 215-218  
ISSN: 0213683X

La corteza continental es el principal reservorio de los elementos incompatibles K, Th y U, que en su lenta desintegración radioactiva generan una fracción fundamental del flujo de calor en la superficie de los continentes (Wasseburg *et al.*, 1964). Su concentración varía mucho según la muestra rocosa e, incluso, a pequeña escala, por lo que se hace difícil evaluar los contenidos globales de estos elementos incompatibles en los diferentes niveles corticales y en la propia corteza continental (Jaupart y Mareschal, 2003). Además, rocas muy abundantes en superficie pueden ser subestimadas en su estudio respecto a tipos más escasos y complejos, pero de mayor interés geológico. Así, en el Sistema Central Español, las escasas rocas básicas aflorantes (tanto plutónicas como metamórficas) han recibido una gran atención respecto a su escasísima representatividad basada en su superficie de afloramiento. Por otra parte, hay que destacar que aún no están caracterizados geoquímicamente una parte sustancial de los abundantes terrenos gneísicos o de los numerosos plutones monzograníticos del sector. Además, la composición de la corteza continental intermedia e inferior se hace extremadamente difícil de evaluar y precisar. Por eso, algunas estimaciones de los contenidos globales de K, Th y U en sectores corticales han sido obtenidos a partir de datos del flujo calorífico superficial y de las determinaciones de gradientes térmicos superficiales (Jaupart y Mareschal, 2003).

El sector estudiado, el dominio central y oriental del Sistema Central Español (SCE), es el más interno de la cadena Hercínica Ibérica y ha recibido cierta atención en cuanto a estimaciones de caudal y producción de calor en los últimos años. El trabajo de Fernández *et al.* (1998) recoge datos de flujos caloríficos superficiales en ambas vertientes de la cadena montañosa, aunque no del propio basamento orogénico, y tampoco analiza la composición química de los litotipos dominantes en la superficie del SCE, pero estiman que superficialmente el flujo de calor debe ser superior a 80 mWm<sup>-2</sup>. Sus extrapolaciones son retomadas de nuevo por Tejero y Ruiz (2002) para estimar el gradiente geotérmico y la estructura reológica del SCE. Finalmente, Bea *et al.* (2003) recopilan datos de producción de calor de diversas rocas ígneas y metamórficas del sector centro-occidental del SCE para reconstruir gradientes geotérmicos durante el apilamiento hercínico.

En este trabajo se calcula la producción de calor según la composición química detallada de un número importante de materiales rocosos aflorantes, tanto plutónicos como metamórficos, representativos de la corteza superior del SCE. También se ha ampliado el estudio químico de muestras de xenolitos granulíticos de la corteza inferior, arrastrados por los magmas lamprofídicos alcalinos del Pérmico medio (Villaseca *et al.*, 1999), por lo que los datos de producción de ca-

lor de zonas corticales profundas son más precisos. Estas estimaciones se combinan con los datos extrapolados de flujo de calor superficial para comprobar la robustez del modelo térmico propuesto.

## Estimaciones de la producción de calor cortical del SCE

La producción de calor por unidad de volumen,  $A$  (mWm<sup>-3</sup>), es dada por la expresión:  $A = rH$ , siendo  $r$  la densidad de la roca (g cm<sup>-3</sup>) y  $H$  la contribución de cada elemento radiogénico a la producción de calor. Así surge la expresión de Rybach (1976):

$$A = r(0.097C_U + 0.026C_{Th} + 0.036C_K)$$

donde  $C_U$ ,  $C_{Th}$  y  $C_K$  son los contenidos de U y Th en ppm y de K en %, respectivamente.

El sector orogénico del SCE es muy rico en estos elementos incompatibles pues es un sector muy félsico del Hercínico Ibérico donde dominan los plutones graníticos y extensas áreas metamórficas ricas en ortogneises y paragneises ácidos. De hecho, en los mapas de radiación gamma natural (relacionados con los contenidos de K, Th y U en las rocas) el Sistema Central Español junto a zonas de Galicia meridional y el sector del Domo del Tormes (Zamora-Salamanca) destaca por presentar valores muy elevados de radiación superficial, en el rango 15-35 mR/hora (CSN, 2001).

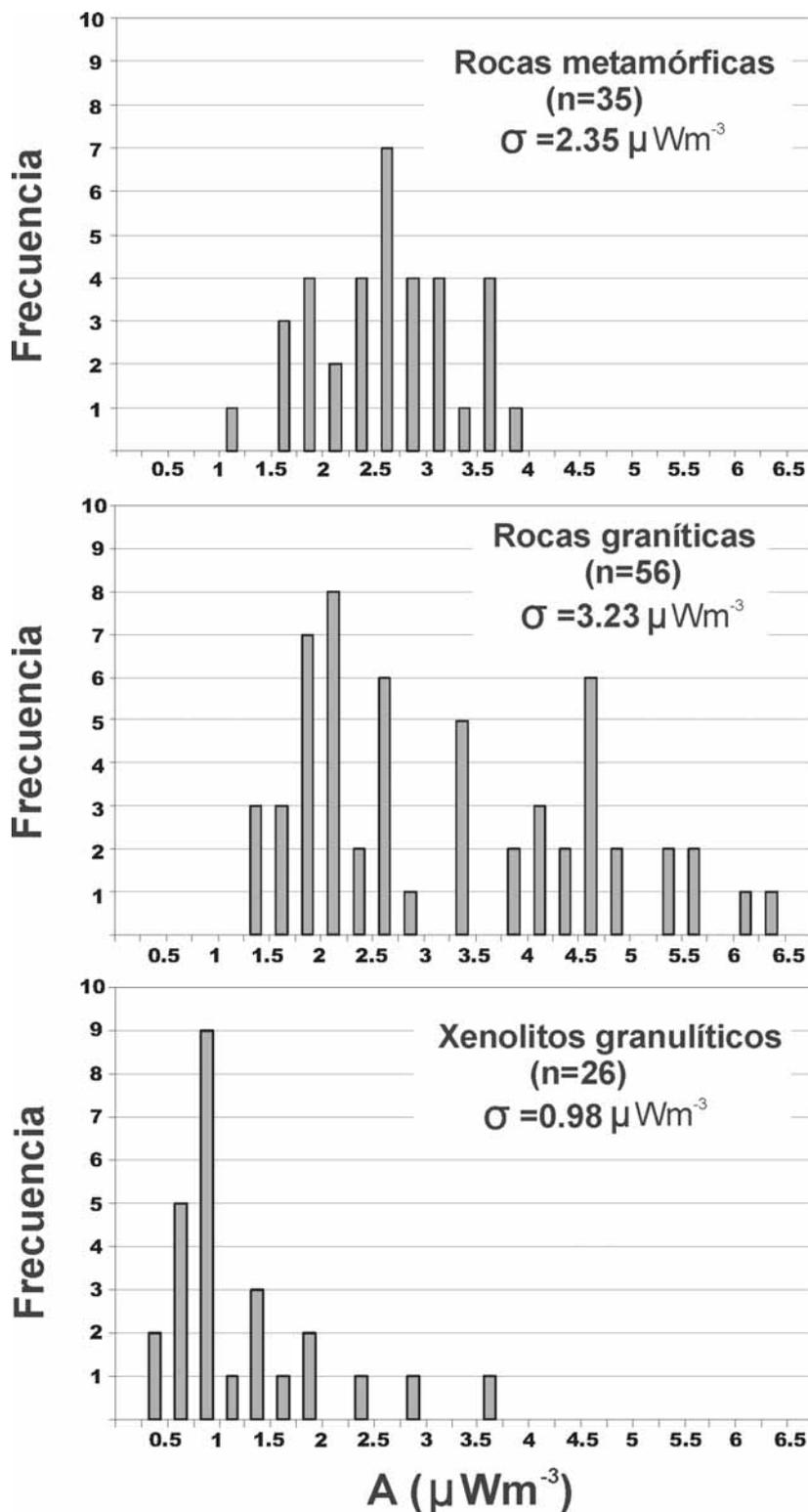


Fig. 1.- Producción de calor ( $A$  en  $mWm^{-3}$ ) de las rocas del Sistema Central Español. 1a) Producción de calor de las rocas metamórficas de superficie: metapelitas, paragneises, ortogneises glandulares, leucogneises y rocas migmatíticas de la Sierra de Guadarrama y Somosierra. 1b) Producción de calor de rocas graníticas aflorantes del sector, fundamentalmente de la Sierra de Guadarrama. 1c) Producción de calor de los xenolitos granulíticos de la corteza inferior del SCE.

Fig. 1.- Heat production ( $A$  in  $mWm^{-3}$ ) in rocks from the Spanish Central System (SCS). 1a) Heat production in surface metamorphic rocks: metapelites, paragneisses, augen gneisses, leucogneisses and migmatitic rocks from the Sierra de Guadarrama and Somosierra. 1b) Heat production in outcropping granitic rocks, mainly from the Sierra de Guadarrama. 1c) Heat production in granulitic xenoliths from SCS lower crustal levels.

En la figura 1 se han representado los datos calculados de producción de calor para los distintos grupos de rocas analizadas. El diagrama 1a se refiere a 35 análisis químicos de rocas metamórficas variadas del sector, pero de extensión regional: paragneises esquistosos o metapelitas, gneises bandeados, ortogneises glandulares variados (mesócratos y félsicos), leucogneises y rocas migmatíticas. El valor promedio de  $A$  sería de  $2.35 mWm^{-3}$  teniendo en cuenta que la densidad de estas rocas varía entre 2.65 (leucogneises y tipos más ácidos), 2.72 (ortogneises glandulares y migmatitas) y 2.75 (metapelitas) (Villaseca, 1983). Algunos tipos de metabasitas tendrían valores de  $A$  mucho más bajos, 0.22 a  $0.51 mWm^{-3}$ , pero su afloramiento es tan reducido que no se pueden considerar significativos en un balance global de la producción de calor de los terrenos metamórficos aflorantes del SCE. El valor obtenido de  $2.35 mWm^{-3}$  es algo inferior al calculado por Bea *et al.* (2003) ( $2.60 mWm^{-3}$ ) para el complejo anatético de la Peña Negra en Gredos, pero puede ser debido al carácter fundamentalmente metasedimentario (y más radiogénico) del mismo.

El diagrama 1b hace referencia a los datos químicos de rocas graníticas. Todos los cálculos se han realizado para un valor medio de densidad de la roca plutónica de  $2.70 g cm^{-3}$  (Rybach, 1976). El valor promedio de  $A$  sería de  $3.23 mWm^{-3}$  ( $n=56$ ). Pero en el gráfico se observan dos modas que hace más compleja la representatividad de este dato. La moda de valores menores de  $A$  ( $2.0-2.5 mWm^{-3}$ ) corresponde a los análisis de monzogranitos y rocas parecidas (a veces, granodioritas), que suelen ser las facies plutónicas dominantes de muchos de los grandes cuerpos plutónicos del sector (Villaseca *et al.*, 1993). La segunda moda, de valores altos de  $A$  (en el rango de  $4.0-6.5 mWm^{-3}$ ) corresponde a los términos más leucograníticos, normalmente facies apicales y de menor extensión, de granitos ricos en Th y/o U, de muy alta productividad calorífica. Así un valor promedio más ponderado para todo el sector granítico del SCE sería el de  $2.80 mWm^{-3}$  que se obtendría considerando que el 80% de la extensión plutónica aflorante corresponde a términos monzograníticos (Villaseca *et al.*, 1993).

El diagrama 1c presenta la frecuencia de valores de producción de calor en los xenolitos granulíticos de la corteza inferior. Los datos de densidad de cada xenolito son los estimados por Villaseca *et al.* (1999) en su Tabla I. El valor promedio de  $A$  del conjunto global de datos sería de  $0.98 mWm^{-3}$ , tal vez incluso algo mayor ( $1.04$ ) si ponde-

ramos la mayor abundancia de granulitas félsicas metaígneas y metapelíticas en la suite de xenolitos basicorticales (Villaseca *et al.*, 1999), que son xenolitos ricos en K, Th y U. Los valores más bajos de  $A$  son los obtenidos en los xenolitos charnockíticos ( $0.71 \text{ mWm}^{-3}$ , en promedio), pero por ser muy poco abundantes y de pequeño tamaño, su incidencia es menor en el cómputo global de producción de calor de la suite de xenolitos de la corteza inferior. Este nuevo valor de  $1.04 \text{ mWm}^{-3}$  es superior al previamente estimado por Villaseca *et al.* (1999) de  $0.80 \text{ mWm}^{-3}$ , que fue utilizado posteriormente tanto por Tejero y Ruiz (2002) como por Bea *et al.* (2003) en sus cálculos geotérmicos.

### Balances globales del flujo de calor en la litosfera del SCE

La estructura térmica de la litosfera se estima a partir del flujo superficial de calor, de la distribución de las litologías y su productividad de calor, así como de la conductividad térmica de los materiales. El flujo térmico superficial es poco conocido en el SCE. Los datos de Fernández *et al.* (1998) indican flujos de calor superiores a  $80 \text{ mWm}^{-2}$  pero no se apoyan en ninguna estación o medida en el basamento orogénico aflorante. No obstante, presentan mediciones de flujos de calor en otras áreas ricas en granitos de la zona Centro-Ibérica que llegan a valores de  $Q$  de  $106\text{--}154 \text{ mWm}^{-2}$  (Tabla I de Fernández *et al.*, 1998). Algunas de estas áreas tienen similares niveles de radiación gamma natural (igualmente debida a las concentraciones de estos elementos incompatibles) que el propio Sistema Central Español, por lo que flujos de  $100 \text{ mWm}^{-2}$  son esperables en amplias zonas de este sector orogénico tan rico en rocas félsicas plutónicas y metamórficas. No obstante, un flujo de calor de  $90 \text{ mWm}^{-2}$  en lugar de  $70 \text{ mWm}^{-2}$  (como hacen Tejero y Ruiz, 2002), será empleado en nuestro modelo, independientemente de que sean necesarias medidas directas del flujo de calor en el SCE, para poder evaluar con precisión la evolución térmica de este sector orogénico.

Este valor alto de flujo de calor superficial sería coherente con los datos de producción de calor previamente establecidos. Si consideramos que la corteza continental del sector es similar a la aflorante, es decir, que estaría compuesta por un 60% de granitos y un 40% de rocas metamórficas, el valor estimado global de  $A$  sería de unos  $2.64 \text{ mWm}^{-3}$ , muy próximo al valor  $A$  del total de la corteza continental en los Apalaches de Norteamérica, sector orogénico parejo al

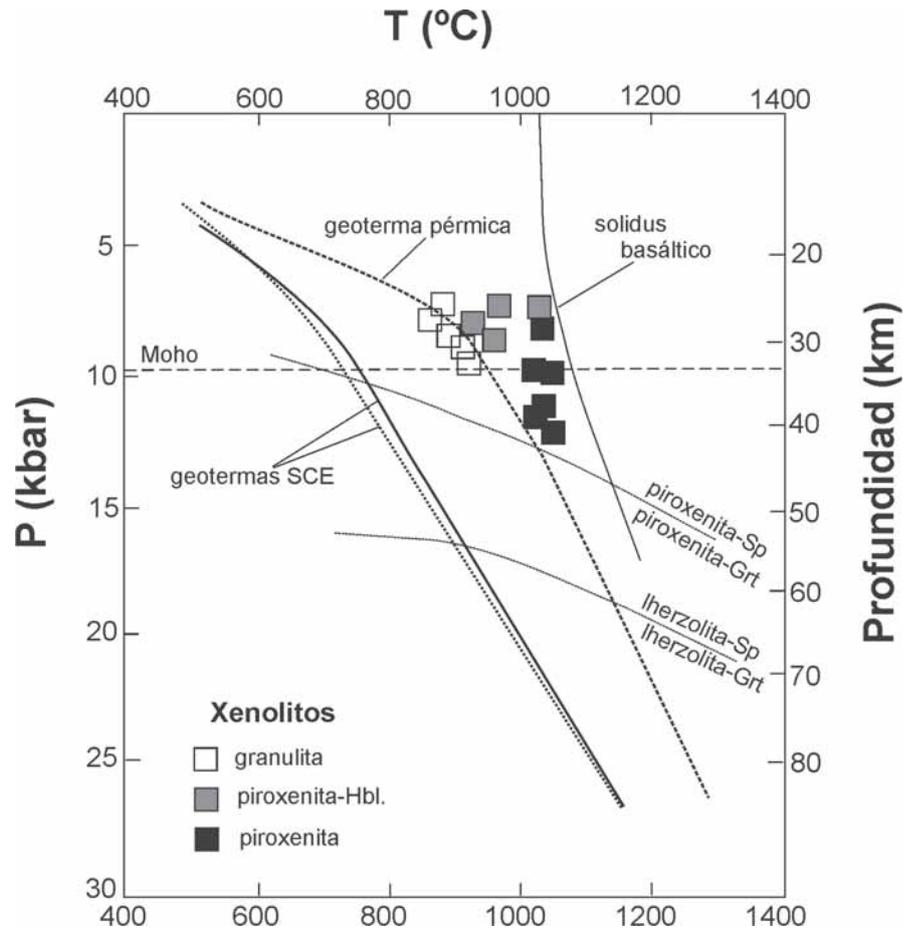


Fig. 2- Sección esquemática de la litosfera en el Sistema Central Español. Se han representado las geotermas actuales estimadas para el SCE en nuestro trabajo y por Tejero y Ruiz (2002), así como la paleo-geotermia pérmica extrapolada por los datos de condiciones  $P$ - $T$  de equilibrio de los diferentes tipos de xenolitos profundos (Villaseca *et al.*, 1999; Orejana *et al.*, en prensa). Otros datos y las curvas de transición de espinela-granate en diversas rocas mántelicas (piroxenitas y lherzolitas) están tomados de Huang *et al.* (2004).

Fig. 2- Schematic cross section of the lithosphere of the Spanish Central System. SCS geotherms are here estimated and taken from Tejero y Ruiz (2002). Permian geotherm is extrapolated from equilibrium  $P$ - $T$  conditions of deep xenoliths (Villaseca *et al.*, 1999; Orejana *et al.*, in litt.). Other data, including boundaries for spinel-garnet transition in mantle lithologies (pyroxenites and lherzolites) are taken from Huang *et al.* (2004).

Hercínico europeo (Jaupart y Mareschal, 2003). Además, en un modelo simple de tres grandes capas de corteza continental en el SCE (datos sísmológicos de Banda *et al.*, 1981), la capa superior sería de unos 11 km de potencia siendo la potencia estimada para la corteza del SCE de 34 km aproximadamente (Tejero y Ruiz, 2002). Esto supondría un flujo global de calor de unos  $30 \text{ mWm}^{-2}$  para la corteza superior, que son valores no muy alejados del 40% del global del flujo superficial, que se estima suele ser la aportación de los niveles más superficiales de la litosfera al cómputo global del flujo de calor superficial (Chapman, 1986). El resto del flujo de calor,  $60 \text{ mWm}^{-2}$ , serían atribuibles a fuentes radiogénicas más profundas, de la corteza intermedia e inferior, y del manto litosférico.

Si consideramos que el calor producido por la corteza intermedia e inferior se puede aproximar multiplicando su productividad  $A$  ( $1.84 \text{ mWm}^{-3}$ , valor extrapolado para la corteza intermedia, y  $1.04 \text{ mWm}^{-3}$ , para la inferior) por sus 12 y 11 km de potencia, obtendríamos respectivamente unos valores de  $22$  y  $11 \text{ mWm}^{-2}$  de flujo de calor. Esto supondría que el flujo de calor de origen mántelico en el SCE sería de  $27 \text{ mWm}^{-2}$ , valor idéntico al obtenido por Tejero y Ruiz (2002), aunque subestimando los flujos de origen cortical. En la zona centro-Ibérica raros son los valores de flujos de calor superficiales por debajo de  $40\text{--}45 \text{ mWm}^{-2}$  (Fernández *et al.*, 1998). Por otra parte, considerando que las rocas corticales raramente presentan productividades de calor inferiores a  $0.2 \text{ mWm}^{-3}$  (Jaupart y

Mareschal, 2003) y para un promedio de 32 km de espesor de corteza, la contribución mínima cortical sería de  $7 \text{ mWm}^{-2}$ , lo que dejaría la contribución mantélica en un máximo aproximado de  $33 \text{ mWm}^{-2}$ , que incluiría las estimaciones previamente descritas para el SCE, lo que daría robustez a la propuesta. En el trabajo de Bea *et al.*, (2003) se asume un valor de  $23 \text{ mWm}^{-2}$  como valor mínimo para el flujo mantélico, por comparación con datos de otras áreas orogénicas. No obstante, en la reciente recopilación de datos de flujos de calor del manto en sectores paleozoicos, Jaupart y Marischal (2003) estiman que en su mayor parte están sometidos a flujos mantélicos en el rango  $11\text{-}18 \text{ mWm}^{-2}$ , inferior al estimado en nuestros cálculos, aunque también presentan flujos de calor superficiales muy inferiores ( $37\text{-}43 \text{ mWm}^{-2}$ ).

### Evolución térmica de la litosfera en el SCE

El cálculo de una geoterma aproximada para la litosfera del SCE debe entenderse como una simplificación sujeta a numerosas limitaciones, algunas de las cuales ya han sido implícitamente asumidas en los cálculos previos. En principio, consideramos una corteza de 34 km en dos grandes capas iguales de espesor. Suponemos una temperatura en superficie de  $10^\circ\text{C}$ , un valor promedio de  $A$  de  $2.64 \text{ mWm}^{-3}$  para la corteza superior y una conductividad térmica, variable con la temperatura y la profundidad, de  $3.0$  a  $1.74 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  para estos altos flujos de calor (Chapman, 1986). Para la segunda capa cortical el valor promedio de  $A$  sería de  $1.04 \text{ mWm}^{-3}$ , con una conductividad térmica algo mayor, de  $2.51 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ , valor estimado para cortezas granulíticas inferiores sometidas a geotermas elevadas de  $90 \text{ mWm}^{-2}$  (Chapman, 1986). La geoterma que se obtendría (Fig. 2) sería finalmente muy parecida a la obtenida por Tejero y Ruiz (2002) y como los valores de flujo de calor del manto son iguales, se llegaría a temperaturas próximas a  $750^\circ\text{C}$  en el Moho en ambos casos.

En la figura 2 se han proyectado, también, las condiciones  $P\text{-}T$  estimadas por cálculos geotermobarométricos tanto en los xenolitos granulíticos (Villaseca *et al.*, 1999) como en los xenolitos piroxeníticos asociados (Orejana *et al.*, en prensa), que aparecen incluidos en los lamprófidos alcalinos del SCE. Las condiciones de equilibrio en las granulitas varía en un rango de  $800\text{-}950^\circ\text{C}$  de temperatura y de  $7\text{-}11 \text{ kbar}$  de presión, según sea la paragénesis mineral analizada. En los xenolitos ultramáficos piroxeníticos y hornblendíticos, las condicio-

nes de equilibrio  $P\text{-}T$  estimadas se solapan en parte con las de granulitas, pero algunos xenolitos llegan a mostrar valores más extremos de hasta  $1100^\circ\text{C}$  de temperatura y  $11\text{-}12 \text{ kbar}$  de presión, indicando una procedencia subcortical muy próxima al límite corteza-manto. Gran parte de los enclaves ultramáficos parecen ligados al magmatismo alcalino y procederían del manto subcontinental (Orejana *et al.*, en prensa).

La edad Pérmico medio del magmatismo alcalino que transporta los xenolitos profundos (264 Ma según Perini *et al.*, 2004) junto a la edad Carbonífero-Pérmico inferior del metamorfismo granulítico de los xenolitos de la corteza inferior (Fernández Suarez *et al.*, remitido), permiten dibujar una paleo-geoterma pérmica de mayor caudal de calor para una corteza continental de grosor muy parecido al actual (Fig. 2). Las condiciones  $P\text{-}T$  de equilibrio de los xenolitos profundos (corteza inferior y manto subcortical) dibujan una geoterma con un mayor gradiente térmico que el actual. No obstante, desde el Pérmico inferior (tal vez, unos  $275 \pm 10 \text{ Ma}$ ) no ha habido fusión de la corteza continental del SCE ni magmatismo ácido significativo en el área estudiada. El reajuste isostático y tectónico del sector y el desmantelamiento erosivo del orógeno, combinado con el lento disipamiento de la anomalía térmica de la corteza previamente engrosada durante la orogenia Hercínica, conduciría a la actual geoterma. No parecen probables cambios significativos del flujo de calor del manto, pues no hay una mayor evidencia de magmatismo básico en tiempos claramente post-hercínicos que durante las diferentes etapas de la orogenia. El aún alto flujo de calor superficial del SCE ( $70\text{-}90 \text{ mWm}^{-2}$  según Fernández *et al.*, 1998) viene justificado por el carácter marcadamente félsico de esta sección de la corteza continental, en la que se observan de las mayores concentraciones conocidas de K, Th y U en niveles granulíticos profundos. La corteza continental inferior del SCE ( $A$  aprox. de  $1.04 \text{ mWm}^{-3}$ ) es la de mayor productividad térmica conocida (Rudnick y Gao, 2003).

### Agradecimientos

La mayor parte de los datos químicos necesarios para los cálculos de producción de calor han sido subvencionados por diversos proyectos del MEC, fundamentalmente por el proyecto BTE2000-0575 y el actual CGL2004-02515. Agradecemos la detallada revisión del Dr. César Casquet que ha mejorado el manuscrito original.

### Referencias

- Banda, E., Suriñach, E., Aparicio, A., Sterra, J. y Ruiz de la Parte, E. (1981). *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 67, 779-789.
- Bea, F., Montero, P. y Zinger, T. (2003). *Journal of Geology*, 111, 579-595.
- Chapman, D.S. (1986). En : *The nature of the lower continental crust* (J.B. Dawson, D.A. Carswell, J. Hall y K.H. Wedepohl, Eds.). Geological Society of London Special Publication, 24, 63-70.
- C.S.N. (2001) *Proyecto MARNA, mapa 1:1.000.000 de radiación gamma natural*. Consejo de Seguridad nuclear, Madrid.
- Fernández, M., Marzán, I., Correia, A. y Raimalho, E. (1998). *Tectonophysics*, 291, 29-53.
- Fernández-Suárez, J., Jeffreis, T.E., Whitehouse, M.J., Arenas, R. y Villaseca, C. *Lithos* (remitido)
- Huang, X.L., Xu, Y.G. y Liu, D.Y. (2004). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68, 127-149.
- Jaupart, C. y Mareschal, J.C. (2003). En: *The Crust* (R.L. Rudnick, Ed.) Vol.3 *Treatise of Geochemistry* (H.D. Holland y K.K. Turekian, Eds.), Elsevier-Pergamon, Oxford, 65-84.
- Orejana, D., Villaseca, C. y Paterson, B.A. (en prensa). *Lithos*.
- Perini, G., Cebriá, J.M., López-Ruiz, J.M. y Doblas, M. (2004). En: *Permo-Carboniferous magmatism and rifting in Europe* (M. Wilson, E.R. Neumann, G.R. Davies, M.J. Timmerman, M. Heeremans y B.T. Larsen, Eds.). Geological Society of London Special Publication, 223, 415-438.
- Rudnick, R.L. y Gao, S. (2003). En: *The Crust* (R.L. Rudnick, Ed.) Vol.3 *Treatise of Geochemistry* (H.D. Holland y K.K. Turekian, Eds.), Elsevier-Pergamon, Oxford, 1-64.
- Rybach, L. (1976). *Pure Applied Geophysics*, 114, 309-318.
- Tejero, R. y Ruiz, J. (2002). *Tectonophysics*, 350, 49-62.
- Villaseca, C. (1983). *Evolución metamórfica del sector centro-septentrional de la Sierra de Guadarrama*. Tesis Doctoral Univ. Complutense de Madrid 216/84, 331p.
- Villaseca, C., Andonaegui, P. y Barbero, L. (1993). *Mapa geológico del plutonismo hercínico de la región central española (Sistema Central Español y Montes de Toledo)*. CSIC, Madrid.
- Villaseca, C., Downes, H., Pin, C. y Barbero, L. (1999). *Journal of Petrology*, 40, 1465-1496.
- Wasseburg, G.J., MacDonald, G.J.F., Hoyle, F. y Flower, W.A. (1964). *Science*, 143, 465-467.