

# Estudio geotérmico en la mitad Occidental de España

## Geothermal study in the Western of Spain

I. Marzán, M. Fernández, J. Cabal

Instituto de Ciencias de la Tierra (Jaume Almera), Lluís Solé i Sabarís s/n 08028, Barcelona

### ABSTRACT

A geothermal study of western Spain based on water, mining, oil and geothermal boreholes with a total of 167 thermal gradient measurements, 85 thermal conductivity measurements and 640 radiogenic heat production measurements is presented. Many thermometries are affected by groundwater circulation, particularly in the Betic mountain belt where it was impossible to define regional gradient values because of the high scattering of data. The measures define two areas thermally differentiated in the Hesperic Massif: the northern part which corresponds to the Central Iberian zone and the southern part which corresponds to the South-Portuguese zone. Average heat flow for metamorphic rocks is 20% higher in the South-Portuguese zone. This fact could be explained either by: a thinner lithosphere or by a higher radiogenic heat production in the South-Portuguese zone, or by a combination of both. We suggest that the thickness of the thermal lithosphere is rather constant ( $110 \pm 10$  km) in the Hesperic Massif.

**Key words:** geothermics, heat flow, radiogenic heat production.

Geogaceta, 20 (3) (1996), 745-748

ISSN: 0213683X

### Introducción

En zonas continentales, aproximadamente un 60% del flujo de calor procede del enfriamiento de los niveles sublitosféricos y el 40% restante del calor generado por la desintegración natural de elementos radioactivos, principalmente de la corteza (Pollack y Chapman, 1977). El valor medio de flujo de calor observado en áreas continentales es de  $57 \text{ mWm}^{-2}$  y en áreas oceánicas de  $66 \text{ mWm}^{-2}$  (Sclater *et al.*, 1980). El flujo de calor superficial proporciona información para establecer el régimen térmico en la litosfera, para delimitar la extensión, intensidad y origen de las anomalías térmicas, y para determinar áreas potenciales de recursos termales. En los últimos cinco años se ha producido un importante avance en la adquisición de datos geotérmicos y determinaciones de flujo de calor en España: en el noroeste peninsular (ITGE, 1990), en el Banco de Galicia (Louden *et al.*, 1991), en las Baleares (Fernández y Cabal, 1992), en la Cuenca Catalano-Balear (Foucher *et al.*, 1992; Negredo *et al.*, 1994), en las Béticas y sudoeste peninsular (ITGE, 1993), en el Este de la Cuenca del Ebro (Cabal y Fernández, 1995) y en el Mar de Alborán (Polyak *et al.*, en prensa). En este trabajo se presenta una recopilación y primera interpretación de datos geotérmicos en la mitad occidental de España, que incluye datos de

gradiente geotérmico, flujo de calor y producción radiogénica de calor. Las mediciones correspondientes fueron realizadas por el Instituto de Ciencias de la Tierra "Jaume Almera" (C.S.I.C.), en el marco de sendos convenios de investigación con el Instituto Tecnológico y Geominero de España.

El área de estudio está constituida principalmente por el Macizo Ibérico (MI) que corresponde al extremo meridional de la Cordillera Varisca europea, formada a finales del Paleozoico y compuesta por metasedimentos y rocas graníticas de edad precámbrica y paleozoica. Durante la orogenia Alpina se formaron los Pirineos y la Cordillera Bética, y las cuencas de antepaís asociadas a estas cadenas montañosas, la del Ebro y la del Guadalquivir. La orogenia Alpina también afectó al interior de la península formando el Sistema Central, la Cordillera Ibérica y las cuencas del Duero y Tajo.

### Metodología

El flujo de calor superficial es un parámetro que no es directamente medible. En condiciones de transporte de calor por conducción, es el resultado del producto entre el gradiente geotérmico y la conductividad térmica del medio (ley de Fourier):

$$\bar{q} = -\bar{K} \cdot \text{grad}T$$

El gradiente geotérmico se obtiene de la medida de temperaturas a diferentes profundidades. La conductividad térmica se mide en laboratorio sobre testigos tomados en sondeos, muestras tomadas en afloramientos cercanos representativas de las litologías atravesadas por los sondeos, o por estimación con medidas realizadas en litologías similares. El producto se realiza en los tramos lineales de la termometría del sondeo, se calcula entonces el gradiente térmico medio por mínimos cuadrados y la conductividad promediada en ese tramo. Finalmente se calcula el flujo de calor medio de los diferentes tramos.

En los sondeos de prospección petrolera, las medidas de temperatura han sido corregidas por el efecto de circulación de lodos mediante el método de Horner (1951). En los sondeos de abastecimiento de agua y prospección minera, se ha aplicado la corrección paleoclimática, calculada utilizando el método de escalón (Jaeger, 1965) y adaptando el modelo propuesto por Vasseur y Lucazeau (1983) para Europa Central a nuestra latitud (Fernández, 1988). Asimismo, en estos sondeos se ha aplicado la corrección topográfica, realizada siguiendo el método de Bullard (Bullard, 1938), tomando para la evaluación de las variaciones topográficas un radio máximo de 6 km.

La principal contribución a la producción radiogénica de calor es debida a la des-



flujo de calor. En el norte del MI (Fig.1), si excluimos los datos de Pontevedra y Asturias afectados por circulación de agua, tenemos valores medios de flujo de calor de  $50 \pm 14 \text{ mWm}^{-2}$  y en la zona Surportuguesa (ZSP) de  $70 \pm 20 \text{ mWm}^{-2}$ . En la Cuenca Mesozoico-Asturiana, la Cuenca Vasco-Cantábrica y el Margen Nordibérico se puede establecer un valor medio corregido de  $54 \pm 15 \text{ mWm}^{-2}$ ; además, en estas áreas, existe bastante concordancia entre los valores de sondeos de abastecimiento de agua y mineros, y sondeos de petróleo. En las cuencas del Duero y del Tajo los valores medios son de  $57 \pm 30 \text{ mWm}^{-2}$  y  $63 \pm 25 \text{ mWm}^{-2}$  respectivamente.

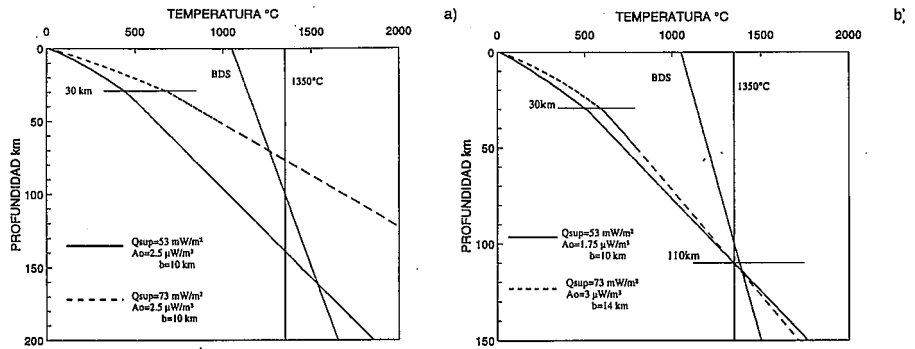
**Discusión y Conclusiones**

El régimen térmico superficial esta caracterizado por perturbaciones térmicas producidas por circulación subterránea de agua a través de la formación y/o del sondeo. Dichas perturbaciones afectan sobre todo a las cadenas montañosas del norte del MI, a las Béticas y sus cuencas internas, y a algunos sondeos de las cuencas del Duero, Tajo y Guadalquivir. En particular, en las Béticas a pesar de disponer de gran número de medidas no ha sido posible establecer un valor regional de flujo de calor. Los valores obtenidos de producción radiogénica de calor son coherentes con el tipo de litología (Rybach, 1976; Wollenberg y Smith, 1987) y se observa la relación directa entre la producción radiogénica de calor y el grado de acidez de las rocas.

Los valores de flujo de calor regional en el MI están de acuerdo con los valores medios propuestos por Sclater *et al.* (1980),  $62 \pm 20 \text{ mWm}^{-2}$  para una corteza de edad hercínica, y por Chapman y Furlong (1977),  $60 \pm 18 \text{ mWm}^{-2}$  para una corteza con últimos eventos tectonotermiales tardi-hercínicos. Sin embargo, en la ZSP se observa un valor medio de flujo de calor regional un 20% más elevado que el correspondiente a la mitad norte del MI. Este hecho sugiere que, o bien la litosfera está adelgazada en la ZSP o que existen diferencias notables entre la producción radiogénica de calor de las litologías representativas en las zonas donde se dispone de medidas de flujo de calor superficial. Para cuantificar la influencia de cada uno de estos factores utilizamos la relación propuesta por Birch (1968),

$$q_0 = q^* + b A_0 \quad (2)$$

siendo  $q_0$  el flujo de calor superficial,  $q^*$  el flujo de calor debajo de una capa productora de calor con una producción radiogénica de calor en superficie de  $A_0$  y un decaimiento de ésta con la profundidad relacionado con la constante b. Extendemos esta relación, propuesta para plutones, a rocas metamórficas



**Fig. 2. - a) Geotermas calculadas bajo las condiciones de decaimiento exponencial y producción radiogénica iguales en las dos áreas, Zona Centroibérica (línea continua) y Zona Surportuguesa (línea discontinua) del Macizo Ibérico. b) Geotermas calculadas considerando valores estimados de producción radiogénica de calor y con la restricción de grosor litosférico de 110 km (corte con la isoterma de 1350 °C). Qsup=flujo de calor superficial, Ao=producción radiogénica de calor, b= constante de decaimiento, BDS=basalt dry solidus.**

*Fig. 2. - a) Calculated geotherms assuming equal exponential decay and radiogenic production in two areas, the Central Iberian (solid line) and in the South-Portuguese Zone (dashed line) of Iberian Massif. b) Calculated geotherms assuming estimated values of radiogenic heat production and with lithospheric thickness of 110 km (1350 °C isotherm). Qsup=surface heat flow, Ao= heat production, b=decay constant, BDS=basalt dry solidus.*

(Jaupart *et al.*, 1982). Considerando un decaimiento exponencial de la producción radiogénica de calor con la profundidad, se llega a una profundidad en la que la producción es despreciable. Esta profundidad suele coincidir con la base de la corteza, siendo entonces  $q^*$  el flujo de calor procedente del manto litosférico (Lachenbruch, 1970).

Para el análisis necesitamos datos de flujo de calor y producción radiogénica superficial ( $A_0$ ) en un mismo punto. Tomamos siete sondeos de la ZCI y ocho de la ZSP (Fig. 1). La ZCI contiene grandes masas graníticas en las que se han realizado gran número de medidas de  $A_0$ . No obstante, las mediciones de flujo de calor en granitos presentan perturbaciones por circulación de agua a través de fracturas profundas (Fernández *et al.*, 1995), y por tanto han sido excluidos del estudio. Los sondeos utilizados corresponden a litologías que incluyen pizarras, esquistos y areniscas. El valor medio de flujo de calor es de  $53 \pm 10 \text{ mWm}^{-2}$ , y el valor medio de  $A_0$ ,  $1.75 \pm 0.75 \mu\text{Wm}^{-3}$ , ha sido estimado a partir de mediciones realizadas en litologías similares (ZAOL). En los sondeos de la ZSP, que atraviesan, fundamentalmente, rocas volcánicas ácidas, pizarras y areniscas, el flujo de calor superficial medio es de  $73 \pm 15 \text{ mWm}^{-2}$ . En esta caso, debido a la ausencia de medidas en litologías similares, la  $A_0$  media,  $3 \pm 1 \mu\text{Wm}^{-3}$ , ha sido estimada a partir de valores tabulados por Wollenberg y Smith (1987).

Como primera hipótesis suponemos que la diferencia en flujo de calor es, exclusivamente, debida a diferencias de grosor litosférico. Dadas las incertidumbres en los valores de  $A_0$  y dado que los errores se solapan, asumimos un valor medio de  $A_0$  de  $2.5 \mu\text{Wm}^{-3}$ ,

igual en ambas zonas. La construcción de las geotermas, con una constante de decaimiento standard de 10 km, y un grosor cortical de 30 km (Banda, 1988), conduce a una diferencia de grosor litosférico (corte con la isoterma de 1350°C) de 60 km (Fig 2a). No obstante, no existe ninguna evidencia que confirme la existencia de un adelgazamiento litosférico de esta índole. Por el contrario, dicho adelgazamiento correspondería a una diferencia en la altura geoidal de 14 m, muy superior al 1.5-2 m observado que, como mucho, reflejaría un adelgazamiento litosférico de unos 10 km. Además, éste adelgazamiento produciría una diferencia de flujo de calor sublitosférico ( $q^*$ ) de  $20 \text{ mWm}^{-2}$ , extremadamente elevado para una región termotectónica estable, como es el MI.

Como segunda hipótesis, suponemos que el espesor litosférico es el mismo en las dos áreas, 110 km (Torné *et al.*, 1995), y consideramos diferentes valores de  $A_0$ , (los propuestos anteriormente). Las geotermas, que ahora están restringidas a cortar la isoterma de 1350°C a 110km de profundidad (Fig. 2b), para un espesor cortical de 30 km, conducen a valores de la constante de decaimiento de 10 km en la ZCI y de 14 km en la ZSP. Por tanto la concentración de elementos radioactivos sería mas superficial en la ZCI que en la ZSP. Además se obtiene una diferencia de flujo de calor sublitosférico de  $4 \text{ mWm}^{-2}$ , que concuerda perfectamente con una región térmicamente estable.

En consecuencia, la diferencia de flujo de calor observada entre el norte y el sur de MI estaría determinada por variaciones en la  $A_0$ . Según esta hipótesis, los valores de flujo de calor correspondientes a las zonas graníticas de la ZCI deberían ser del orden

o incluso mayores que los obtenidos en la ZSP, ya que la  $A_0$  de estas masas graníticas varía entre 2.5-4  $\mu\text{Wm}^{-3}$ . De hecho, el flujo de calor medio en sondeos petroleros a lo largo del margen portugués, entre 40°N y 42°N, muestra valores entre 70 y 85  $\text{mWm}^{-2}$  (Camelo, 1987). En cualquier caso, de este trabajo se deduce que el espesor de la litosfera térmica en el MI se mantiene aproximadamente constante con valores de  $110 \pm 10 \text{ mWm}^{-2}$ . Finalmente, queda patente la necesidad de realizar medidas adicionales de flujo y  $A_0$ , así como modelos térmicos más complejos que incluyan distintos observables geofísicos.

**Referencias**

Banda, E., 1988. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 51, 222-225.  
 Birch, F.; Roy, R.F. and Decker, E.R., 1968. Heat flow and thermal history in New York and New England. In: *Studies of Appalachian Geology: Northern and Maritime*, edited by E. Zen, W.S. White, J.B. Hadley and J.B. Thompson Jr., Interscience, New York, 437-451.  
 Bullard, E.C., 1938. The disturbance of the temperature gradient in the earth's crust by inequalities of height. *Mont. Not. Roy. Astr. Soc., Geophys. Sup.* 4, 360-362.  
 Cabal, J. and Fernàndez M., 1995. *Geophys.*

*J. Int.*, 121, 393-403.  
 Camelo, S. M. L.; *Revista Brasileira de Geofísica*, 5, 139-142, 1987.  
 Chapman, D.S. and Furlong, K., 1977. *Eos, Trans. Am. Geophys. Un.*, 58: 1240.  
 Fernàndez, M., (1988). Determinació de gradients geotèrmics a Catalunya. Gènesi de les anomalies i interpretació del règim tèrmic. Tesis doctoral, Universidad de Barcelona.  
 Fernàndez, M., and Cabal J., 1992. *Tectonophysics*, 203, 133-144.  
 Fernàndez, M., C.Almeida and Cabal J.; Heat flow in the Iberian Peninsula. *Proc. of the World Geothermal Congress, Florence, 1995.* (en perms).  
 Foucher, J.P., Mauffret A.; Steckler M.; Brunet M.F.; Maillard A.; Rehault J.P.; Alonso B.; Desegaulx P.; Murillas J. and Ouillon G., 1992. *Tectonophysics*, 203, 77-97.  
 Horner, D. R., 1951: Pressure build-up in wells. *Proc. Third World Petroleum Congress, La Haya*, p. 503.  
 ITGE (1990). Trabajos de medición e inventario de datos de flujo de calor en áreas seleccionadas del Macizo Ibérico. Instituto Tecnológico y Geominero de España.  
 ITGE (1993). Trabajos de medición e inventario de datos de flujo de calor en España: cordilleras Béticas y suroeste peninsular. Instituto Tecnológico y Geominero de España.  
 Jaeger, J.C. (1965). Application of the theory

of heat conduction to geothermal measurement. *Terrstrial Heat Flow. Geophys. Monogr. Ser.* 8, 7-23.  
 Jaupart, C.; Mann, J.R.; Simons, G. (1982). *Earth Planet. Sci. Lett.* 59, 267-287.  
 Lachenbruch, A.H. (1970). *Geophys. Res.* 75, 3291-3300.  
 Loudon, K. E., Sibuet J. C.; Foucher J. P.; *J. Geophys. Res.*, 96, B10, 16131-16150, 1991.  
 Negredo, A.M., Fernàndez M. and Jurado M.J., 1994. *Acta Geol. Hisp.*, v.29, n°29, p. 27-41.  
 Pollack, H.N. y Chapman, D.S. (1977). *Tectonophysics* 38, 279-296.  
 Polyak, B. G. y Flucalb Team (en prensa). *Tectonophysics*.  
 Roy, R.F., Decker, E.R., Blackwell, D.D. y Birch, F. (1968). *Earth Plan. Sci. Lett.* 5, 1-12.  
 Rybach, L. (1976). *Pure Appl. Geophys.* 114, 309-318.  
 Sclater, J.G. and Christie P.A.F., 1980. *J. Geophys. Res.*, 85, 3711-3739.  
 Torné, M., Fernàndez M.; Carbonell J. y Banda E., 1995. Lithospheric transition from continental to oceanic in the west Iberia Atlantic Margin. En *Rifted Ocean-Continent Boundaries*, E. Banda *et al.*, (eds), 247-263.  
 Vasseur, G y Lucazeau, F. (1983). *Zbl. Geol. Palaont. I*, 17-24.  
 Wollenberg, H.A. y Smith, A.R. (1987). *Geoph. Res. Lett.* 14, 3, 295-298.