

## 2

# ORIGEN DE LA ENERGÍA GEOTÉRMICA Y MECANISMOS DE PROPAGACIÓN DEL CALOR

## 2.1 Origen de la energía geotérmica

La energía que llega cada segundo a la superficie de la Tierra, desde su interior, en forma de calor es de  $4.2 \times 10^{13}$  J. En la tabla 2.1 se compara con algunas de las principales transacciones de energía: la energía que nos llega del Sol, la energía liberada por los terremotos y la energía perdida por la disminución de la velocidad de rotación de la Tierra. Aunque la energía que recibimos del Sol es cuatro órdenes de magnitud superior a la geotérmica, aquélla sólo penetra algunas decenas de centímetros bajo la superficie de la Tierra. Desde un punto de vista únicamente energético, el calor que nos llega del Sol sirve para mantener la superficie del planeta a una temperatura promedio (alrededor de  $15\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) y es irradiada de nuevo al espacio, de manera que no interviene en los procesos energéticos que afectan al interior de la Tierra.

Todos los procesos geodinámicos que suceden en la Tierra son controlados por la transferencia y generación de calor en su interior. Desde los procesos más superficiales, hasta los volcanes, intrusiones, terremotos, formación de cordilleras y metamorfismo.

El calor es el motor de la tectónica de placas, que involucra a la litosfera y a la astenosfera, y otros procesos a mayor profundidad, como los movimientos de convección en el manto y en el núcleo externo. El campo magnético de la Tierra tiene su origen en los procesos de convección del núcleo externo.

**Tabla 2.1.** Las principales transacciones de energía en la Tierra

Proceso	Potencia W
Energía solar recibida (y vuelta a irradiar)	$2 \times 10^{17}$
Energía geotérmica	$4.2 \times 10^{13}$
Pérdida de energía por la disminución de la velocidad de rotación de la Tierra	$9.5 \times 10^{11}$
Energía liberada por los terremotos	$10^{11}$

Las fuentes de la energía geotérmica son las siguientes (tabla 2.2):

- *Desintegración de isótopos radiactivos.* Se estima que cerca del 50 % del flujo total de calor procede de la desintegración de isótopos radiactivos de vida larga presentes en la corteza y el manto. Estos son principalmente los isótopos  $^{235}\text{U}$ ,  $^{238}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$  y el  $^{40}\text{K}$ . En la tabla 2.3 se muestran las contribuciones de cada isótopo y su contenido en los tipos de roca que constituyen la corteza y el manto. Aunque la concentración de estos isótopos es muy superior en la corteza (principalmente en la continental), el manto aporta gran parte de la energía debido a su mayor volumen.
- *Calor inicial.* Energía liberada durante la formación de la Tierra, hace 4500 millones de años, y que todavía está llegando a la superficie.
- *Movimientos diferenciales.* Energía liberada por los movimientos diferenciales entre las distintas capas que constituyen la Tierra (principalmente entre manto y núcleo). Éstas responden de distinta manera a las fuerzas de marea producidas por el Sol y la Luna. Una consecuencia de este fenómeno es la continua disminución de la velocidad de rotación del planeta.

**Tabla 2.2.** Origen del calor en el interior de la Tierra y lugar donde se genera. Los márgenes de los valores están dentro de la ambigüedad del conocimiento actual

ORIGEN	LUGAR	POTENCIA $\times 10^{12}$ W
RADIOACTIVIDAD	Corteza continental	4.2-5.6
	Corteza oceánica	0.06
	Manto superior	1.3
	Manto inferior	3.8-11.6
	Núcleo	1.2-0
CALOR INICIAL	Manto	7-14
	Núcleo	4-8
MOVIMIENTOS DIFERENCIALES	Manto	0-7
CALOR DE DIFERENCIACIÓN Calor latente de cristalización Energía gravitatoria	Núcleo externo	
		1-2.8
		1
TOTAL		42

**Tabla 2.3.** Concentración de elementos radiactivos y producción de calor según los distintos tipos de rocas

	Granito	Basalto tholeiítico	Basalto alcalino	Peridotita	Corteza continental	Corteza oceánica	Manto
Concentración							
U (ppm)	4	0.1	0.8	0.006	1.6	0.9	0.02
Th (ppm)	15	0.4	2.5	0.04	5.8	2.7	0.10
K (%)	3.5	0.2	1.2	0.01	2.0	0.4	0.02
Producción de calor por kg de roca ( $10^{-10}$ W kg <sup>-1</sup> )							
U	3.9	0.1	0.8	0.006	1.6	0.9	0.02
Th	4.1	0.1	0.7	0.010	1.6	0.7	0.03
K	1.3	0.1	0.4	0.004	0.7	0.1	0.007
Total	9.3	0.3	1.9	0.020	3.9	1.7	0.057
Densidad ( $10^3$ kg m <sup>-3</sup> )							
	2.7	2.8	2.7	3.2	2.7	2.9	3.2
Producción de calor por m <sup>3</sup> de roca ( $\mu$ Wm <sup>-3</sup> )							
	2.5	0.08	0.5	0.006	1.0	0.5	0.02

- *Calor latente de cristalización del núcleo externo.* Energía liberada en la continua cristalización del núcleo externo fluido (calor latente de cristalización). Como ya se ha comentado, la discontinuidad entre el núcleo interno y el núcleo externo de la Tierra se encuentra a una temperatura y presión que corresponden a las de fusión del hierro. El núcleo interno se encuentra en estado sólido y el núcleo externo, en estado líquido. En la zona de transición, el fluido del núcleo externo está cristalizando continuamente y los elementos más ligeros, con menor punto de fusión, migran liberando energía gravitatoria. En este proceso, el núcleo interno (sólido) aumenta su tamaño a razón de 100 m<sup>3</sup>/s y se libera energía en forma de calor.

## 2.2 Mecanismos de propagación del calor

Los mecanismos por los que el calor puede propagarse son: conducción, convección y radiación. La conducción es la transferencia de calor a través del medio por la interacción molecular o atómica dentro del mismo. Cuando, por ejemplo, el extremo de una barra se mantiene a una temperatura superior a la del otro extremo, las moléculas del extremo «caliente» vibran con mayor

energía, la cual van transmitiendo a las vecinas más lentas y éstas a su vez a las siguientes más alejadas del extremo «caliente». La energía de la agitación térmica se transmite a través de la barra del extremo de temperatura elevada hacia el de menor temperatura.

En la convección, las moléculas del medio son las que se mueven de un lugar a otro. Es el mecanismo más importante en los gases y los fluidos. Por ejemplo, cuando hervimos agua en un recipiente metálico el calor se transfiere por conducción a través de la pared del recipiente, pero en el agua, dentro del recipiente, se transfiere por convección. En la parte inferior del recipiente el agua está más caliente, es por tanto menos densa y fluye hacia la superficie. Al llegar a la parte superior desaloja al agua más fría que, al tener mayor densidad, desciende. Este proceso se va manteniendo, originándose lo que se denomina una corriente de convección. Así, el calor se propaga con el material que va desplazándose. La convección es un mecanismo de propagación del calor mucho más rápido que la conducción.

La radiación es el mecanismo por el cual el calor se transmite por radiación electromagnética. La energía se transmite sin contacto entre los cuerpos, en ausencia de un medio. Es el caso de las ondas de radio, de la luz visible, rayos X y rayos cósmicos, todas ellas radiaciones electromagnéticas que corresponden a distintos intervalos de frecuencias. Se incluye la radiación térmica que emite todo cuerpo en función de su temperatura, emisión que se produce en la banda del infrarrojo y principio del visible.

En la litosfera y en el núcleo interno de la Tierra, el mecanismo de propagación de calor más importante es la conducción. En cambio, en el manto y en el núcleo externo el calor se transmite principalmente por convección. Parte de la energía generada en el interior de la Tierra se consume en los procesos que suceden en su interior, el resto, una vez añadida la energía procedente de la desintegración de los isótopos radiactivos en el manto y la corteza, es la que llega a la superficie y finalmente se pierde hacia el exterior.

Lo que determina el régimen térmico de una zona, y por tanto la distribución de temperaturas, es el balance entre el calor que entra en la base de la litosfera, desde el interior de la Tierra, el calor generado y absorbido en la misma, y el que finalmente se irradia hacia el exterior. Hay que recordar que el espesor de la litosfera tiene gran importancia en la distribución de temperaturas puesto que la base de la misma es, como ya se ha indicado, una isoterma de temperatura elevada (1300 °C). Además, el adelgazamiento litosférico facilita la llegada de magma fundido cerca de la superficie, principalmente en zonas de tectónica extensiva a través de fallas normales (extensionales).

A fin de que pueda entenderse mejor la propagación de calor en la litosfera, nos detendremos algo más en exponer el mecanismo de propagación por conducción.

### 2.3 Propagación del calor por conducción

El calor se propaga por conducción en un material desde una zona caliente (temperatura alta) a una zona fría (temperatura más baja). La velocidad a la cual se propaga en un sólido es proporcional al gradiente de temperatura. Supongamos (fig. 2.1) que tenemos a una profundidad  $z_2$  una temperatura  $T_2$  y a una profundidad menor  $z_1$ , una temperatura  $T_1$ . Supongamos que  $T_2 > T_1$ . La cantidad de calor transferido por unidad de tiempo y unidad de superficie desde el nivel  $z_2$  al nivel  $z_1$  es:

$$W = -k \frac{(T_2 - T_1)}{(z_2 - z_1)}$$

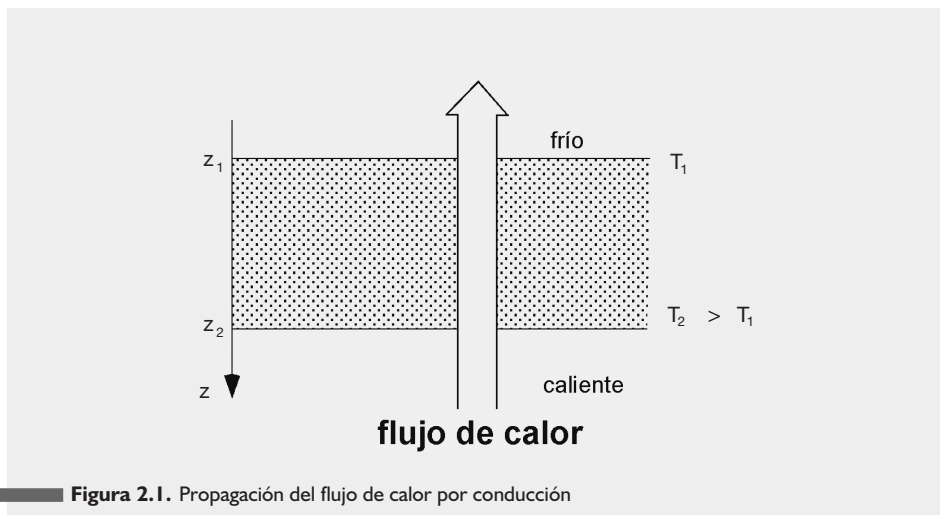


Figura 2.1. Propagación del flujo de calor por conducción

donde  $W$  es el calor por unidad de tiempo y unidad de superficie y  $k$  es la conductividad térmica del medio.

El signo negativo en la fórmula sirve para indicar que el calor se propaga en la dirección del eje  $z$  negativo, es decir de  $z_2$  (que está más caliente) a  $z_1$  (que está a una temperatura inferior). La unidad del flujo de calor en el siste-

Tabla 2.4. Conductividad térmica de algunos materiales

Material	Conductividad ( $Wm^{-1} \circ C^{-1}$ )
Argilita	2.38
Marga	2.69
Caliza	2.21
Dolomía	3.34
Gres	3.24
Yeso	5.28
Sal	5.52
Basalto	1.76
Granito	2.66
Gneis	2.70
Mármol	2.80
Cuarcita	6.18
Plata	418
Hielo	1.2
Madera	0.1

ma internacional es el  $W/m^2$  y la de conductividad térmica, el  $W m^{-1} \circ C^{-1}$ . En la tabla 2.4 se presentan valores típicos de la conductividad térmica de algunos materiales; nótese que las rocas son malas conductoras del calor dada su baja conductividad térmica.

Para obtener la expresión diferencial de la ecuación anterior, consideramos que  $z_2 - z_1$  es muy pequeño,  $dz$ , entonces la diferencia de temperaturas será  $dT$  y la ecuación queda:

$$W(z) = -k \frac{dT}{dz}$$

El cociente  $(dT/dz)$  se conoce como gradiente geotérmico y es un parámetro que podemos medir en un pozo, a partir de medidas de la temperatura en sucesivos puntos a lo largo del mismo; para ello hay que tomar especiales precauciones para evitar la influencia de corrientes de agua subterránea que pueden perturbar la temperatura de la roca. El gradiente geotérmico puede variar de un punto a otro de la superficie de la Tierra y, como ya hemos comentado, su valor medio es de 0.02 a 0.04  $\circ C/m$ . A partir del gradiente geotérmico, multiplicándolo por la conductividad de la roca, se obtiene el flujo de calor  $W$ .

## 2.4 Ecuación de conducción del calor

En un medio por el que se propaga calor en una dirección  $z$ , consideremos un pequeño volumen de altura  $dz$  y sección  $a$  (fig. 2.2), si en este elemento se produce un cambio de temperatura  $dT$  en un tiempo  $dt$ , este cambio de temperatura dependerá de:

- El balance del flujo de calor: el que entra  $W(z)$  menos el que sale  $W(z+dz)$  del elemento.
- El calor generado dentro del elemento:  $G a dz$ . Donde  $G$  representa el calor generado por segundo en cada  $m^3$  del medio.
- El calor específico del material.

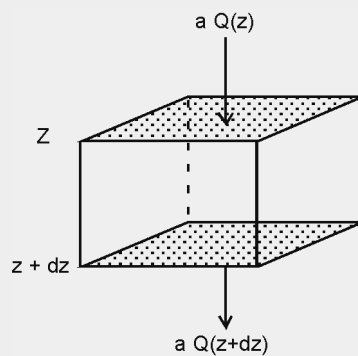


Figura 2.2. Elemento de volumen de sección  $a$  y altura  $dz$ . El calor se propaga en dirección vertical

De manera que la cantidad de calor, por segundo, invertida en incrementar la temperatura en  $dT$  es

$$aW(z) - aW(z+dz) + G a dz$$

Los dos primeros sumandos pueden agruparse teniendo en cuenta que

$$W(z+dz) = W(z) + \frac{\partial W}{\partial z} dz$$

Por lo que la ganancia neta de calor, por segundo, en este elemento de volumen es

$$G a dz - a dz \frac{\partial W}{\partial z}$$

Si se define el calor específico  $c_p$  como el calor que se necesita para aumentar en 1 °C la temperatura de 1 kg del material, se tendrá que el calor por unidad de tiempo que hace incrementar la temperatura un  $dT$  en un tiempo  $dt$  es  $c_p \cdot a \cdot dz \cdot \rho \cdot \partial T / \partial t$ , con lo que igualando con la ganancia neta de calor en cada segundo se llega a:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{k}{\rho c_p} \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + \frac{G}{\rho c_p}$$

Ésta es la ecuación de conducción de calor en régimen no estacionario y flujo unidimensional, es decir, cuando la temperatura es sólo función de la profundidad y el tiempo. Cuando se alcanza el régimen estacionario, la temperatura en cada punto no varía con el tiempo, el primer término es cero y la ecuación se reduce a

$$\frac{\partial^2 T}{\partial z^2} = - \frac{G}{k}$$

El perfil de temperatura  $T(z)$ , solución de esta ecuación, se llama geoterma de equilibrio. Para conocer la distribución de temperatura en una zona particular hay que resolver esta ecuación. Como se trata de una ecuación diferencial de segundo orden, se necesitan dos condiciones de contorno, que normalmente serán la temperatura y el gradiente geotérmico en la superficie; ya que son los datos que podemos medir.

Si integramos la ecuación anterior, para una capa uniforme, tenemos

$$\frac{\partial T}{\partial z} = - \frac{G}{k} z + C_0$$

que aplicada a la superficie,  $z=0$ , resulta

$$\frac{\partial T}{\partial z} = C_0$$

o sea que,  $C_0$  es el gradiente en la superficie de la capa.

Integrando una vez más se obtiene

$$T = - \frac{G}{2k} z^2 + C_0 z + C_1$$

ecuación que, para las condiciones de la superficie,  $z=0$ , resulta

$$T_0 = C_1$$



o sea, que  $C_1$  es igual a la temperatura superficial  $T_0$  de esta capa y finalmente la expresión que representa la variación de la temperatura con la profundidad es

$$T = \frac{G}{2k}z^2 + C_0z + T_0$$

Por ejemplo, si consideremos un modelo de corteza constituido por 1 capa con un espesor de 10 km, con una generación de calor de  $3 \mu\text{W}/\text{m}^3$ , de conductividad térmica  $2.5 \text{ Wm}^{-1} \text{ K}^{-1}$  y se considera que en la superficie de la Tierra el gradiente geotérmico es de  $0.03 \text{ }^\circ\text{C}/\text{m}$  y la temperatura de  $0 \text{ }^\circ\text{C}$ , tendremos que

$$T = -\frac{3 \times 10^{-6}}{2 \times 2.5}z^2 + 0.03z + 0$$

que para la profundidad de 10 km resulta

$$T = -\frac{3 \times 10^{-6}}{2 \times 2.5} \times 10000^2 + 0.03 \times 10000$$

$$T = 240 \text{ }^\circ\text{C}$$

