

# **Notas de Geotermia Aplicada**

**Aulas de Mestrado  
Recursos Hidrogeológicos e Geoenergia**

**António Correia**

**Departamento de Física  
Universidade de Évora**

**(Versão 2021)**

# Densidade de fluxo de calor e produção de calor em Portugal Continental

## Heat flux and heat production in Mainland Portugal

António Correia

Departamento de Física e Centro de Geofísica, Universidade de Évora  
Rua Romão Ramalho, 59  
7000-671 ÉVORA  
[correia@uevora.pt](mailto:correia@uevora.pt)

### Resumo

A distribuição da temperatura no interior da Terra afecta uma grande variedade de fenómenos e de propriedades físicas dos materiais nela existentes. Assim, para compreender o comportamento e a evolução do interior da Terra sob um ponto de vista geofísico e geodinâmico, é essencial conhecer a distribuição de temperatura e o regime térmico das suas diferentes zonas. A grandeza fundamental para determinar a distribuição de temperatura no interior da Terra é a densidade de fluxo de calor. A partir dela pode, em princípio, calcular-se a distribuição da temperatura na litosfera por integração da equação da condução de calor, sujeita às condições fronteira apropriadas. Contudo, a distribuição da temperatura na litosfera depende muito da distribuição da condutividade térmica e da produção de calor no seu interior. Neste trabalho, muito sintético, são apresentados valores da condutividade térmica e da produção de calor determinados laboratorialmente para algumas formações geológicas superficiais, os quais podem ser utilizados para extrapolar as temperaturas medidas à superfície da Terra para a toda a crosta e/ou litosfera. São também apresentados os valores da densidade de fluxo calculado para o território de Portugal Continental os quais variam entre 42 e 115 mW/m<sup>2</sup>. Estes valores são semelhantes aos valores calculados para outras regiões Hercínicas da Europa e permitem dizer que a temperatura à profundidade da Moho não deverá exceder o valor de 700 °C. Modelação geotérmica a uma e duas dimensões parece indicar que algumas formações rochosas da crosta superior a sul do cavalgamento Ferreira-Ficalho devem apresentar uma produção de calor de 4,0 a 4,8 μW/m<sup>3</sup>, o que é superior aos valores de produção de calor medidos em amostras colhidas próximo dessa área. Estudos e levantamentos geotérmicos podem também ser utilizados para estimar a energia térmica disponível em aquíferos ou formações rochosas da crosta superior; alguns exemplos são apresentados. Finalmente, é referida a utilização de dados geotérmicos em estudos paleoclimáticos, mostrando-se a sua utilidade para inferir o clima em épocas para as quais não há registos meteorológicos instrumentais.

### Abstract

The temperature distribution inside the Earth affects a great deal of phenomena and properties of earth materials. To understand the geophysical and geodynamic behaviour and evolution of the Earth's interior is fundamental to know its temperature distribution and thermal regime. The most important quantity to determine the temperature distribution inside the Earth is the heat flow density. In principle, with heat flow density values measured at the Earth's surface and integrating the heat conduction equation, with the appropriate boundary conditions, it is possible to estimate the temperature distribution down to the Moho and deeper. However, temperature distribution in the lithosphere is highly dependent on the thermal conductivity and heat production of the geologic formations. In this short contribution, a compilation of laboratory measurements of thermal conductivity and heat production for some geological formations that outcrop in southern Mainland Portugal are presented and are used to

extrapolate measured surface temperatures to the crust and lithosphere. Heat flow density in Mainland Portugal varies between 42 e 115 mW/m<sup>2</sup>, which are vary similar to heat flow densities obtained for other European Hercynian regions. Those values allow inferring that temperatures at Moho depths should not be higher than 700 °C. One and two dimensional geothermal modelling indicate that south of the Ferreira-Ficalho overthrust the heat production in the crust must be as high as 4.0 to 4.8 μW/m<sup>3</sup>, which is higher than previously suspected for the area and higher than measured values for superficial rocks. Geothermal data and surveys are also used to estimate the geothermal resource base in aquifers and hot dry rock; a few examples are presented. Finally, the use of geothermal data to paleoclimatic studies will be referred.

**Palavras-chave:** Geotermia, Densidade de fluxo de calor, Produção de calor, Condutividade térmica, modelos geotérmicos

**Key-words:** Geothermics, Heat flow density, Heat production, Thermal conductivity, geothermal models

## Introdução

A distribuição da temperatura no interior da Terra afecta uma grande variedade de fenómenos e de propriedades físicas dos materiais nela existentes. Propriedades eléctricas, magnéticas e sísmicas, bem assim como a massa volúmica e processos químicos e de deformação na Terra dependem da temperatura. Por estes motivos é de todo o interesse conhecer a distribuição da temperatura no interior da Terra e o regime térmico nas suas diferentes zonas. Nas camadas mais superficiais da crosta a temperatura das formações geológicas pode ser obtida directamente através de leituras realizadas em furos com termómetros, mais ou menos sofisticados, ou a partir de extrapolações feitas a partir de determinações da densidade de fluxo de calor à superfície. Contudo, para profundidades superiores a cerca de 10 km, a estimativa da temperatura das formações é mais difícil de fazer, sendo o erro no cálculo da temperatura tanto maior quanto maior for a profundidade a que se pretende conhecê-la. Este facto resulta, fundamentalmente, da incerteza associada à distribuição da condutividade térmica e da produção de calor nas formações geológicas mais profundas. Para se estimar a distribuição da temperatura no interior da Terra é necessário medir ou estimar os valores da condutividade térmica e da produção de calor por decaimento radioactivo dos isótopos radioactivos existentes nas formações rochosas, em particular nas mais superficiais; para além disso, é necessário determinar a densidade de fluxo de calor à superfície da Terra; esta traduz a quantidade de energia térmica que flui do seu interior para a sua superfície. Para a litosfera a determinação da densidade de fluxo de calor é relativamente simples dado que a transmissão de energia térmica se efectua, essencialmente, por condução; para zonas mais profundas a convecção térmica é o fenómeno de transferência de energia predominante e, portanto, o estudo do regime térmico dessas zonas é mais complicado.

Neste trabalho serão apenas considerados e descritos alguns estudos realizados no âmbito do regime térmico da crosta e da litosfera, i.e., no domínio da condução de calor.

A grandeza fundamental para determinar o regime térmico na crosta e na litosfera é a densidade de fluxo de calor,  $Q$  (em W/m<sup>2</sup>). Formalmente, esta é calculada através do produto do gradiente geotérmico medido num dado furo,  $gradT$  (K/m), pela condutividade térmica das formações geológicas por ele atravessadas,  $k$  (W/mK):

$$Q = k \cdot gradT \quad (1)$$

A equação (1) (que na realidade é uma equação simplificada já que tanto o gradiente de temperatura como a densidade de fluxo de calor são grandezas vectoriais e o condutividade térmica é uma grandeza tensorial) permite estimar a quantidade de energia térmica que flui do

interior da Terra para o seu exterior; contudo, nada nos diz quanto à distribuição da temperatura que provoca aquele fluxo de energia. Sem entrar em detalhes, para determinar o regime térmico da litosfera é necessário recorrer à equação da condução de calor que, no caso mais geral, i.e., com variação da temperatura no tempo e no espaço, e com produção de calor, tem o seguinte aspecto:

$$-div(-k \cdot gradT) + A = \rho \cdot c \cdot \frac{\partial T}{\partial t} \quad (2)$$

onde T é a temperatura, t é o tempo, k é a condutividade térmica, A é a produção de calor por unidade de volume,  $\rho$  é a massa volúmica e c é a capacidade térmica mássica. A equação (2) é normalmente simplificada para calcular a distribuição de temperatura no interior da crosta e da litosfera para situações específicas, ou seja, para modelos específicos. Assim, para o caso de a variação de temperatura se verificar apenas na vertical e a litosfera poder ser considerada homogénea e isotrópica, a equação (2) pode ser simplificada para apresentar o seguinte aspecto:

$$\frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + \frac{A}{k} = \frac{1}{\alpha} \cdot \frac{\partial T}{\partial t} \quad (3)$$

onde  $\alpha=k/\rho c$  é a difusividade térmica que traduz a maior ou menor facilidade com que uma perturbação de energia térmica se difunde num dado meio e que é de grande importância em estudos em que a temperatura varia no tempo. A simplificação da equação (3) mais usual em estudos geotérmicos consiste em admitir que não há variação da temperatura no tempo (regime estacionário) e que existe produção de calor nas formações geológicas para as quais se pretende determinar o regime térmico. Com esta simplificação obtém-se a seguinte equação de Poisson:

$$\frac{\partial^2 T}{\partial z^2} = - \frac{A}{k} \quad (4)$$

Através de uma escolha apropriada das condições fronteira, a equação (4) pode ser integrada para permitir determinar a distribuição da temperatura na vertical (modelo unidimensional da crosta ou da litosfera) e, como consequência, inferir o regime térmico da crosta ou da litosfera. O que parece simples até este momento pode tornar-se complicado; na verdade, na integração da equação (4) deve ser levado em linha de conta que a condutividade térmica e a produção de calor das formações geológicas são parâmetros de difícil avaliação. A produção de calor varia com a distribuição de elementos radioactivos nas formações geológicas e a sua distribuição em profundidade é, na grande maioria dos casos, desconhecida ou difícil de estimar; por outro lado, a condutividade térmica varia com a pressão e com a temperatura. Contudo, soluções analíticas da equação (4) podem ser encontradas quando as variações da produção de calor e da condutividade térmica em profundidade são conhecidas (o que é raro) ou podem ser estimadas. Para estudos mais superficiais é hábito admitir que a condutividade térmica das formações geológicas não varia em profundidade; quanto à produção de calor, há, fundamentalmente, dois modelos de variação: o modelo em degrau de Roy *et al.* (1968) e o modelo de decrescimento exponencial de Lachenbruch (1968). No primeiro modelo, admite-se que a produção de calor se mantém constante até uma dada profundidade D enquanto que no segundo modelo a produção de calor A(z) varia com a profundidade de acordo com a seguinte expressão:

$$A(z) = A_0 \cdot e^{-\frac{z}{D}} \quad (5)$$

onde  $A_0$  é a produção de calor à superfície da Terra,  $z$  é a profundidade e  $D$  é um parâmetro com dimensão de um comprimento e caracteriza a distribuição das fontes de calor na vertical. Assim, dependendo do modelo de distribuição das fontes de calor na vertical, a integração da equação (4) dará para a distribuição da temperatura em profundidade,  $T(z)$ , as seguintes expressões para o modelo em degrau e para o modelo exponencial, respectivamente:

$$T(z) = T_s + \frac{Q_s}{k} \cdot z - \frac{A_0}{2k} \cdot z^2 \quad (6)$$

e

$$T(z) = T_s + \frac{q}{k} \cdot z + \frac{A_0 D^2}{k} \cdot \left(1 - e^{-\frac{z}{D}}\right) \quad (7)$$

onde  $q = Q_s - A_0 \cdot D$  é a chamada densidade de fluxo de calor reduzida (que representa o valor da densidade de fluxo de calor abaixo das camadas onde existe produção de calor), e  $T_s$  e  $Q_s$  são a temperatura e a densidade de fluxo de calor medidas à superfície da Terra, respectivamente. A equação (6), que é utilizada para calcular a distribuição da temperatura em profundidade numa camada de espessura  $z$ , com condutividade  $k$  e com produção de calor  $A_0$  e à superfície da qual a densidade de fluxo de calor medido é  $Q_s$ , pode tomar outro aspecto para permitir o cálculo da distribuição de temperatura com a profundidade para uma sucessão de camadas horizontais com condutividades e produções de calor conhecidas ou estimadas. Se numa pilha de camadas uma dada camada tem espessura  $\Delta z$ , então a temperatura  $T_B$  e a densidade de fluxo de calor  $Q_B$  na base da camada podem ser expressas em termos da temperatura  $T_T$  e da densidade de fluxo de calor  $Q_T$  no topo da camada e dos valores da condutividade térmica ( $k$ ) e da produção de calor ( $A$ ) na camada. Assim teremos:

$$T_B = T_T + \frac{Q_T}{k} \cdot \Delta z - \frac{A_0}{2k} \cdot (\Delta z)^2 \quad (8)$$

e

$$Q_B = Q_T \cdot A \cdot \Delta z \quad (9)$$

em que o índice T indica “topo de camada” e B indica “base da camada”. As equações (8) e (9) podem, então, ser aplicadas a camadas sucessivas com valores diferentes de condutividade térmica e de produção de calor, calculando a temperatura na base de uma dada camada através do cálculo da temperatura na base da camada imediatamente acima desta.

As equações (6) e (7) (Correia e Jones, 1997) bem assim como as equações (8) e (9) (Correia e Ramalho, 1999) foram utilizadas para construir modelos geotérmicos a uma dimensão para a região sul de Portugal Continental.

A equação (2) pode também ser integrada para situações geotérmicas que devam ser modeladas de maneira bidimensional (Correia e Safanda, 2002). Na Fig. 1 é apresentado um modelo geotérmico bidimensional para a crosta da região sul de Portugal Continental.

### **Condutividade térmica e produção de calor em Portugal Continental**

A determinação da distribuição da temperatura no interior da Terra depende de duas propriedades fundamentais: a condutividade térmica dos materiais geológicos através dos quais se efectua a transferência de energia térmica e a produção de calor por decaimento radioactivo. Para situações ou estudos ligados a fenómenos geotérmicos não estacionários, os

valores da difusividade térmica e, portanto, da capacidade térmica e da massa volúmica dos materiais geológicos é também importante.

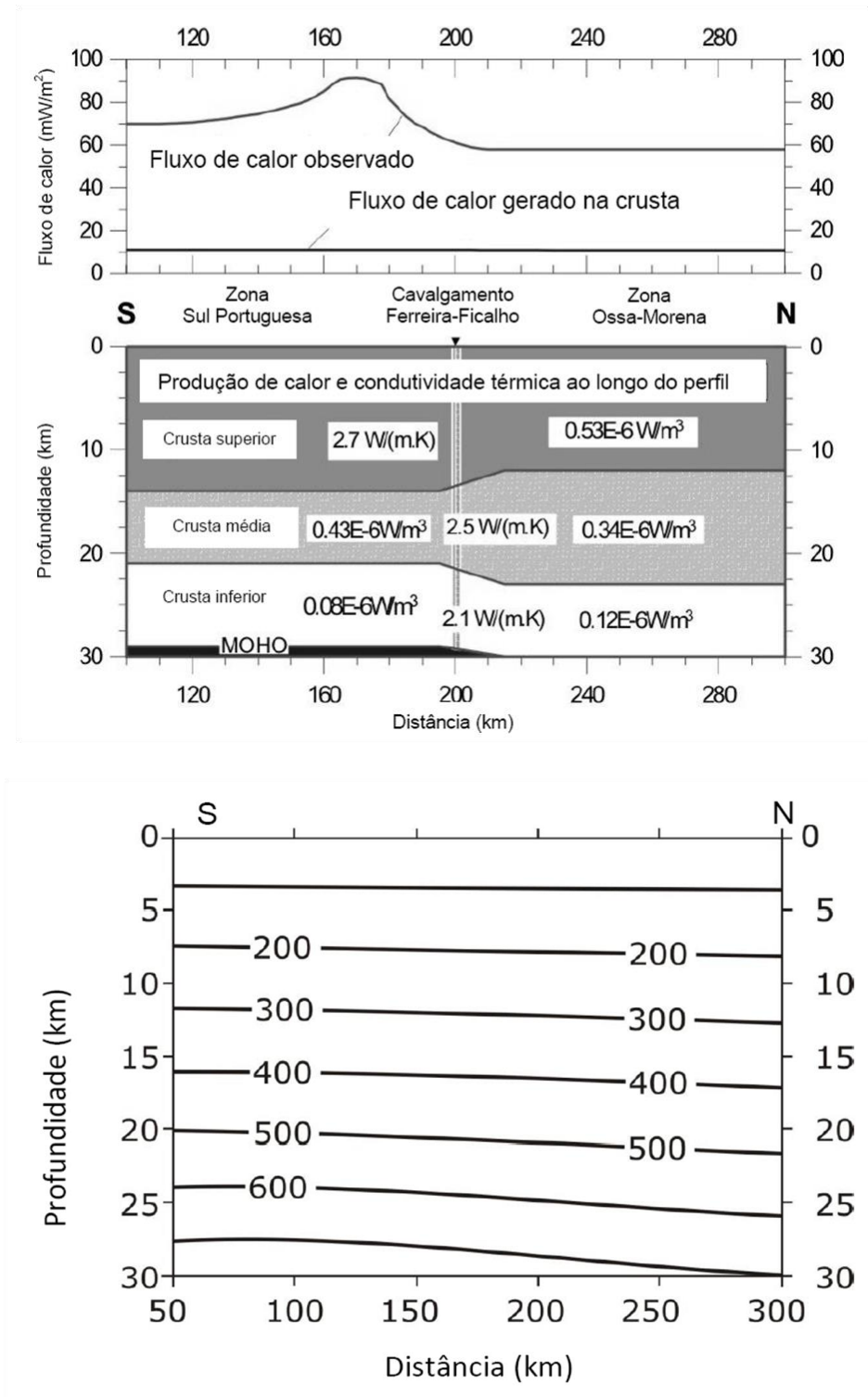


Fig. 1 – (Imagem superior) Modelo geotérmico para a crosta da região sul de Portugal Continental (adaptado de Correia e Safanda, 2002). A estrutura em três camadas foi inferida de estudos sísmicos. Os valores da condutividade térmica foram retirados de Correia e Jones (1995) e Correia e Ramalho (1999); os valores da produção de calor foram estimados como é descrito no texto. (Imagem inferior) Variação da temperatura na crosta ao longo do perfil NS da imagem superior. O perfil NS está também representado no mapa de densidade de fluxo de calor para Portugal Continental (Fig. 2).

### a) Condutividade térmica

De maneira geral, a condutividade térmica na litosfera é controlado pela composição química dos materiais e, em menor grau, pela temperatura e pela pressão. Apesar de ser comum admitir que a condutividade térmica das rochas é constante na crosta, dados experimentais indicam que, para efeito de cálculo da distribuição da temperatura na crosta e na litosfera, se deve ter em consideração a variação da condutividade térmica com a pressão e com a temperatura. A condutividade térmica da maioria das rochas sujeitas às mesmas condições encontradas na crosta varia inversamente com a temperatura e directamente com a pressão de acordo com a seguinte expressão:

$$k(T, z) = k_0 \cdot (1 + c \cdot z) / (1 + b \cdot \Delta T) \quad (10)$$

onde T é a temperatura em graus Celsius,  $k_0$  é a condutividade térmica medida a 0 graus Celsius e à pressão de uma atmosfera, e c e b são constantes. Contudo, para efeito da determinação da distribuição da temperatura na litosfera, é necessário fazer algumas simplificações e generalizações. É evidente a complexidade estrutural e composicional da crosta e da litosfera; por outro lado, a grande maioria das determinações laboratoriais que são realizadas utilizam amostras rochosas provenientes dos primeiros quilómetros da crosta. Para profundidades maiores (crosta média e crosta inferior) os valores da condutividade térmica dos materiais rochosos têm que ser estimados a partir de valores obtidos para rochas mais superficiais. É hábito considerar, ainda que de maneira simplista, que a litosfera é constituída por uma crosta superior de composição granítica a andesítica, uma crosta inferior de composição gábrica ou com rochas metamórficas de *facies* granulítico e um manto superior constituído por rochas ultramáficas.

Tipo de rocha	Nº de amostras	Nº de furos	Condutividade térmica média (W/mK)
Xistos e grauvaques	22	3	3,69
Xistos	2	1	3,03
Xistos com níveis de manganês	12	2	4,29
Rocha intrusiva básica	7	1	3,31
Tufitos violetas e xistos tufáceos	4	1	5,41
Tufitos verdes	4	3	4,29
Tufos cinzento-esverdeados	11	1	3,65
Tufos cinzentos silicificados	4	1	3,17
Grauvaques	6	1	3,48
Granitos da região de Évora	7	*	2,78
Calcários dolomíticos	5	6	3,83
Dolomias mineralizadas	4	1	3,88
Calcários	3	1	3,42
Calcoxistos	2	1	3,56

\* Amostras de mão

**Tabela 1** - Condutividades térmicas médias medidas em testemunhos de sondagem obtidos em diferentes furos de prospecção mineira. O valor médio corresponde à média aritmética dos valores obtidos em cada furo para a mesma formação (adaptado de Ramalho e Correia (2006) e aumentado com novos valores medidos em amostras colhidas em afloramentos graníticos da região de Évora).

Em Portugal Continental, várias amostras rochosas obtidas em afloramentos ou testemunhos obtidos em sondagens mecânicas têm sido utilizadas para determinação laboratorial da condutividade térmica. A Tabela 1 apresenta os resultados de Ramalho e Correia (2006) complementada com novos valores laboratoriais de condutividade térmica entretanto obtidos.

### b) Produção de calor

O conhecimento da produção de calor em formações rochosas é fundamental para modelar o regime térmico da crosta e da litosfera. A produção de calor nas rochas resulta do decaimento radioactivo dos isótopos  $U^{235}$ ,  $U^{238}$ ,  $Th^{232}$  e  $K^{40}$ . A concentração destes isótopos radioactivos pode ser determinada por espectroscopia de radiação gama ou por análise química elementar, e a produção de calor por unidade de volume por ser calculada recorrendo à expressão

$$A = \rho \cdot (9,52 \cdot C_U + 2,56 \cdot C_{Th} + 3,48 \cdot C_K) \cdot 10^{-5} \quad (11)$$

onde  $A$  é a produção de calor em  $\mu W/m^3$ ,  $\rho$  é a massa volúmica em  $kg/m^3$ ,  $C_U$  e  $C_{Th}$  são as concentrações em urânio e tório em ppm e  $C_K$  é a concentração em potássio em %. Na Tabela 2 são apresentados os valores da produção de calor por unidade de volume média calculados por espectroscopia de radiação gama e por análises químicas elementares para diferentes materiais rochosos do território de Portugal Continental. Estas determinações de produção de calor são realizadas utilizando amostras de rochas ou testemunhos de sondagem e, portanto, só reflectem o que se passa à superfície da Terra e termos da produção de calor; existe, contudo, uma grande indefinição quanto à distribuição dos isótopos  $U^{235}$ ,  $U^{238}$ ,  $Th^{232}$  e  $K^{40}$  na crosta e na litosfera. Apesar de haver alguma discussão quanto à maneira de inferir a distribuição da produção de calor na litosfera, muitos investigadores têm usados a expressão

$$\ln A = 12,6 - 2,17 \cdot V_P \quad (12)$$

onde  $A$  é a produção de calor em  $\mu W/m^3$  e  $V_P$  é a velocidade de propagação da onda  $P$  no meio rochoso onde se pretende calcular a produção de calor. Para o modelo a duas dimensões apresentado na Fig. 1, foi esta a metodologia utilizada. Detalhes acerca da construção do modelo podem ser consultados em Correia e Safanda (2002). É necessário referir que aquando da construção de um qualquer modelo geotérmico para a crosta ou para a litosfera, a maior indefinição resulta do desconhecimento quase total, em alguns casos, da distribuição das fontes de calor com a profundidade. Nesta perspectiva, para Portugal Continental está em elaboração uma base de dados de propriedades físicas de rochas que contemple diferentes propriedades, em particular, aquelas ligadas à modelação geotérmica.

### Alguns resultados e discussão

Os estudos geotérmicos realizados com o objectivo de estudar o regime térmico da crosta em Portugal Continental têm sido feitos, fundamentalmente, na região sul, em particular, no Alentejo. Esta situação resulta do facto de muitos dos furos utilizados para medir o gradiente geotérmico se encontrar nessa região, por ser aí que grande parte da indústria mineira Portuguesa se localiza. Até este momento, a maioria dos estudos geotérmicos realizados tem por objectivo determinar o gradiente geotérmico regional e a densidade de fluxo de calor (DFC) com vista a construir mapas de DFC regionais e, a partir daí, construir mapas de distribuição de temperatura a diferentes profundidades. Todos estes mapas são de grande importância sob diferentes pontos de vista; por um lado, dependendo da quantidade de informação disponível, permitem estudar o regime térmico da crosta superior, de toda a crosta e/ou da litosfera; por outro, permitem inferir o estado reológico das diferentes camadas da



litosfera, o que é importante para estudos ligados à geodinâmica interna; finalmente, permitem a realização de estudos ligados à utilização da energia térmica existente nas formações rochosas da crosta superior (energia geotérmica).

Tipo de rochas	Produção de calor média ( $\mu\text{W}/\text{m}^3$ )
Granito (4 amostras; ERG)	2,80 (0,05)
Granito	0,832 *
Microgranito (5 amostras; ERG)	2,75 (0,25)
Sienito	2,161 *
Diorito (4 amostras; ERG)	1,17 (0,14)
Microdiorito (2 amostras; ERG)	0,80 (0,07)
Gabro (2 amostras; ERG)	0,19 (0,02)
Gabro	0,046 *
Peridotito	0,025 *

**Tabela 2** – Resumo dos valores da produção de calor média por unidade de volume calculados por espectroscopia de radiação gama (ERG) e através de análises químicas elementares para diferentes rochas do território de Portugal Continental (adaptado de Correia *et al.* (1993), Correia (1995), Correia e Jones (1997), Correia e Carrilho Lopes (2008)). Os valores de produção de calor entre parêntesis correspondem ao erro associado à determinação experimental (s.d.). O asterisco corresponde a valores obtidos por análise química elementar.

Dos estudos até agora realizados no âmbito da modelação geotérmica e do regime térmico da crosta e da litosfera realizados em Portugal Continental, e que têm incidido, sobretudo, na Zona de Ossa-Morena e na Zona Sul Portuguesa, pode dizer-se que os modelos a uma e a duas dimensões parecem indicar temperaturas à profundidade da Moho diferentes para cada uma daquelas zonas. Assim, de acordo com modelos a uma dimensão, na Zona de Ossa-Morena a temperatura oscilará entre 550 e 570 °C; para a Zona Sul Portuguesa a temperatura oscilará entre 870 e 880 °C. Estes últimos valores merecem, porém, alguns comentários. Na verdade, a grande incógnita de qualquer modelo geotérmico da crosta ou da litosfera é a distribuição das fontes de produção de calor. No caso em discussão a variação da produção de calor com a profundidade está pouco constrangida e, por isso, os valores da temperatura à profundidade da Moho podem ser pouco realistas. Contudo, pelo menos para a Zona de Ossa-Morena, os valores da temperatura para aquela profundidade são muito próximos dos valores que têm sido obtidos, por modelação, em outras regiões Hercínicas da Europa (Cermak e Lastovickova, 1987). É também interessante comparar os resultados dos modelos a uma dimensão com o modelo a duas dimensões construído ao longo de um perfil norte-sul com cerca de 300 km de extensão, atravessando as Zonas de Ossa-Morena e Sul Portuguesa (Correia e Safanda, 2002). De acordo com o modelo a duas dimensões que é apresentado na Fig. 1, a temperatura ao nível da Moho é mais elevada na Zona de Ossa-Morena do que na Zona Sul Portuguesa. Se, por um lado, os resultados parecem robustos para a Zona Sul Portuguesa, quando comparados com valores obtidos noutras regiões Hercínicas da Europa, para a Zona de Ossa-Morena a temperatura na base da crosta parece variar com a variação da distribuição da produção de calor na crosta e com o valor da densidade de fluxo de calor proveniente do manto superior (Correia e Safanda, 2002). Por outro lado, o modelo a duas

dimensões indica que a temperatura ao nível da Moho não excede os 700 °C, não confirmando, assim, os valores de temperatura obtidos na Zona Sul Portuguesa com modelos a uma dimensão; este resultado é importante já que é consistente com resultados de outros métodos geofísicos, em particular, com os resultados de uma campanha de prospecção magneto-telúrica realizada na área por onde o perfil que serviu de base ao modelo geotérmico a duas dimensões foi construído (Correia e Jones, 1997).

Um aspecto importante que vem confirmar a necessidade de conhecer com mais detalhe a distribuição da produção de calor na crosta resulta do facto do modelo geotérmico a duas dimensões apresentado por Correia e Safanda (2002) mostrar que a densidade de fluxo de calor calculada pelo modelo para a superfície é inferior em cerca de 20 mW/m<sup>2</sup> ao valor que é observado à superfície. Este défice de fluxo de calor será, muito provavelmente, resultado de uma estimativa demasiado baixa para da produção de calor nas formações rochosas da crosta na região alentejana. Uma outra conclusão interessante, resultante do modelo sugerido por Correia e Safanda (2002), é que uma zona de valores de densidade de fluxo de calor da ordem de 90 mW/m<sup>2</sup>, medidos numa faixa relativamente estreita a sul do cavalcamento Ferreira-Ficalho, implica que a produção de calor nessa zona deverá variar entre 4,0 e 4,8 μW/m<sup>3</sup>, o que é bastante superior aos valores de produção de calor medidos em amostras de mão colhidas próximo dessa área; este resultado, contudo, não exclui outras explicações para a elevada densidade de fluxo de calor como, por exemplo, heterogeneidades na condutividade térmica da crosta superior ou circulação de água. Este é um problema a resolver como novos dados de temperatura, condutividade térmica e produção de calor para a região. Como conclusões genéricas pode dizer-se que a densidade de fluxo de calor no território de Portugal Continental varia entre 42 e 115 mW/m<sup>2</sup>. Porém, valor de 115 mW/m<sup>2</sup> poderá corresponder a uma anomalia local, provavelmente resultante de circulação superficial de água. Assim, não considerando este valor, pode dizer-se que os valores da densidade de fluxo de calor calculados para Portugal Continental são normais e semelhantes aos calculados para outras regiões Hercínicas da Europa.

Num estudo mais alargado para determinar a densidade de fluxo de calor na Península Ibérica (Fernández *et al.*, 1998) foi possível inferir, como noutros estudos efectuados só para Portugal Continental, que a produção de calor na crosta do Maciço Ibérico deverá ser da ordem de 3,7±0,5 μW/m<sup>3</sup> para que os dados de fluxo de calor, de espessura da crosta e de elevação de terreno possam ser explicados.

De todos os estudos geotérmicos realizados até agora ressalta a necessidade de obter mais determinações da condutividade térmica e da produção de calor das formações rochosas; sem estas informações será difícil constranger melhor os modelos da crosta a uma e duas dimensões (já construídos) e a três dimensões, em fase de construção.

Para além dos estudos para determinar o regime térmico da crosta e para a construção de modelos geotérmicos para a região do Alentejo, outros estudos geotérmicos tem sido realizados com o objectivo de avaliar o potencial geotérmico de algumas regiões de Portugal Continental. Exemplos desses estudos estão publicados no “Atlas of the Geothermal Resources in the European Community, Austria and Switzerland” (Correia *et al.*, 1988) e no “Atlas of the Geothermal Resources in Europe” (Correia *et al.*, 2002). Como em qualquer estudo geotérmico, a avaliação dos recursos geotérmicos implica a determinação da temperatura na crosta, em particular, e por questões de operacionalidade e de custo, na crosta superior. Nestes casos a grandeza fundamental é o gradiente geotérmico; contudo, para poder extrapolar as temperaturas medidas em furos à superfície para profundidades maiores é também necessário conhecer a densidade de fluxo de calor à superfície. Sem entrar em detalhes, para o aquífero Aptiano-Albiano e para o aquífero Valanginiano da Bacia do Tejo, a quantidade de energia disponível, calculada utilizando os métodos usuais descritos por Muffler e Cataldi (1978), é de 1,7 GJ/m<sup>2</sup> para cada um daqueles aquíferos (Correia *et al.*,

1988). Para outras regiões de Portugal Continental, nomeadamente, para as termas de São Pedro do Sul e para as termas de Chaves, a energia disponível nos aquíferos é de 1,7 MJ/m<sup>2</sup> e 46 GJ/m<sup>2</sup>, respectivamente (Correia *et al.*, 2002).

Nos últimos anos dados geotérmicos têm também sido utilizados para realizar estudos ligados à variabilidade climática e às suas consequências. Na verdade, os climatologistas têm procurado junto de outras áreas científicas que não as ciências da atmosfera dados *proxy* que possam fornecer informações quanto ao clima no passado em épocas anteriores ao período instrumental. Os registos de temperatura da atmosfera mais longos têm cerca de 200 anos e, portanto, estudos climáticos baseados na temperatura da atmosfera são impossíveis de realizar para épocas anteriores a esses registos. Por outro lado, a maioria dos dados *proxy* que são utilizados em paleoclimatologia indicam apenas, de maneira indirecta, as condições climáticas locais.

Os registos de temperatura obtidos em furos constituem uma sobreposição de diferentes efeitos, entre os quais se encontra a variação de temperatura à superfície da Terra resultante de variações climáticas ao longo de horas, dias, anos e séculos. Assim, ao determinar a temperatura reduzida, i.e., a variação da temperatura ao longo de um furo depois de subtraídas todas as outras influências (gradiente geotérmico local, produção de calor, fluxo de energia por fluxo de água, variações na utilização de solos, etc.) é possível inferir que variação da temperatura na atmosfera deu origem aquela temperatura reduzida. A grande vantagem do método geotérmico para estudar a variabilidade climática resulta do facto de se medirem temperaturas no solo para calcular variações de temperatura na atmosfera, o que não acontece com nenhum dos outros *proxies*. Na verdade, em todos os outros *proxies*, avaliam-se temperaturas no passado medindo parâmetros que variam com a temperatura. Outra vantagem do método resulta de a Terra funcionar como um filtro para as variações de temperatura que se verificam à sua superfície, atenuando as variações de temperatura de alta frequência nos primeiros metros de solo e permitindo a difusão das perturbações de menor frequência até profundidades maiores; assim, quanto maior for a profundidade a que se medem as temperaturas num dado furo mais para trás no tempo se está a determinar o clima. Claro que o método tem um limite de resolução que resulta da diminuição da amplitude das ondas térmicas à medida que se difundem para o interior da Terra. Assim, quanto maior for a profundidade a que a temperatura é medida menor será a resolução das variações de temperatura. Para o caso de Portugal Continental, os estudos paleoclimáticos utilizando dados geotérmicos indicam que a temperatura média da atmosfera aumentou de 0,6 K para a região alentejana durante o século XX (Correia e Safanda, 1999, 2001; Safanda *et al.*, 2002, 2007), em concordância com estudos efectuados noutras regiões da Europa e com dados climáticos obtidos através de séries temporais de temperatura existentes. Com o objectivo de inferir o clima em épocas anteriores ao período instrumental, novos dados de temperatura obtidos em furos estão a ser processados e interpretados à escala de Portugal Continental.

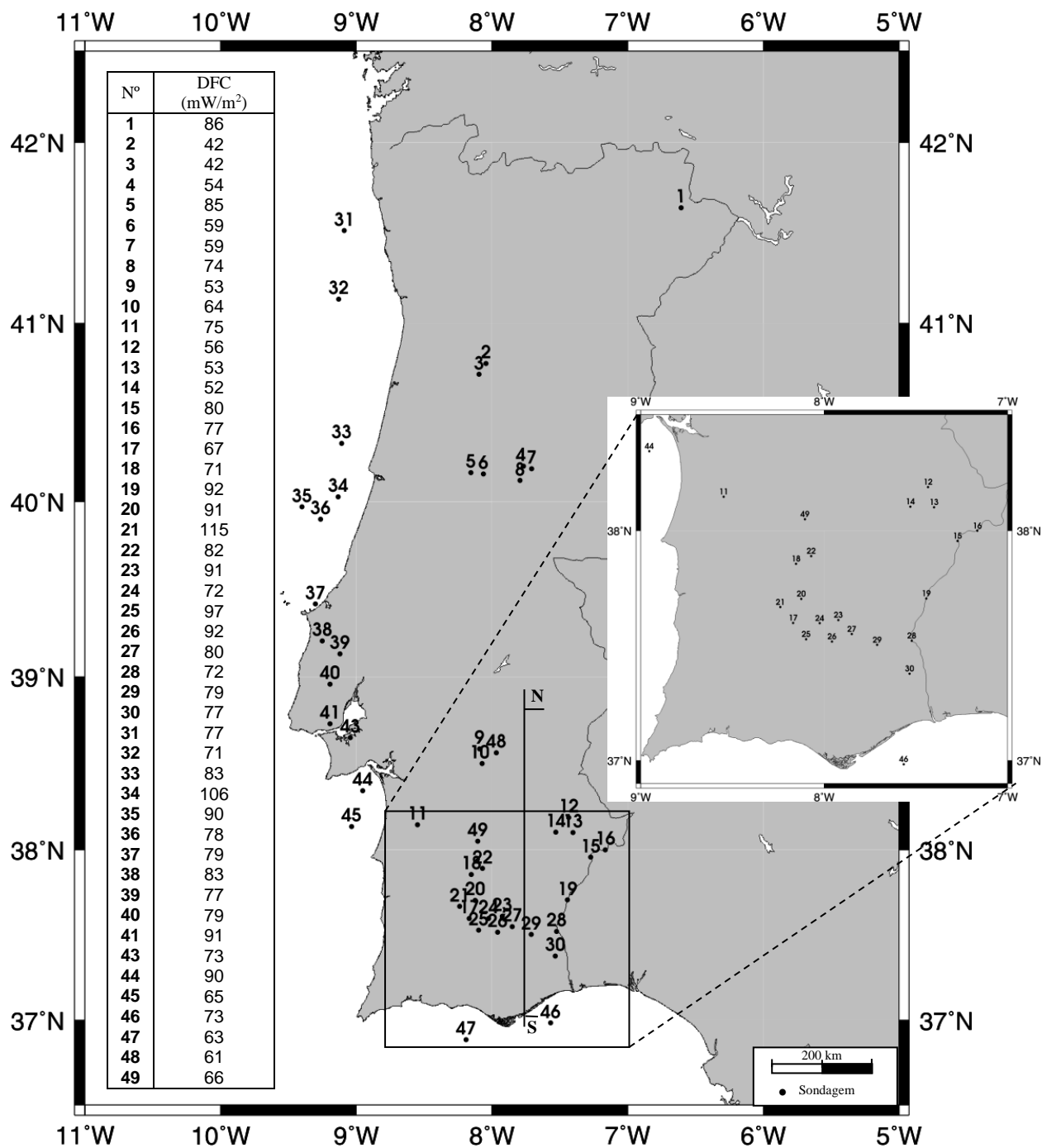


Fig. 2 Mapa com a localização dos furos para os quais foi calculada a densidade de fluxo de calor em Portugal Continental. Na tabela anexa podem ler-se os valores da densidade de fluxo de calor correspondentes aos furos utilizados. O perfil NS apresentado na Fig. 1 também está representado.

## Agradecimentos

Este capítulo não poderia ser escrito sem recorrer a trabalhos e compilações de dados realizados por vários colegas que se dedicaram à Geotermia *sensu lato*. O primeiro impulso para a realização de estudos geotérmicos em Portugal foi dado pelo Professor Doutor Mendes Victor no início dos anos oitenta do século passado; seguiram-se trabalhos realizados individualmente ou em colaboração entre vários investigadores, a saber: Dr<sup>a</sup> Susana Camelo, Dr. Carlos Almeida (já falecido), Professora Doutora Rosa Duque, Dr. Carlos Maciel, Eng<sup>a</sup> Elsa Ramalho, Dr. António Rodrigues da Silva, Dr. Jan Safanda, Professor Doutor José Carrilho Lopes e Professor Doutor Walter Jones. Ao Eng. João Pedro Rocha os agradecimentos do autor pela ajuda prestada na realização das figuras.

## Referências

- Cermak, V and Lastovickova, M., (1987) - Temperature profiles in the earth of importance to deep electrical conductivity models. *Pure and Applied Geophysics*, 125, 255-284.
- Correia, A. (1995) – Determinação da produção de calor em amostras rochosas. Aplicação a amostras portuguesas, *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, Tomo 81, 39-46.
- Correia, A. and Carrilho Lopes, J. (2008) - On the Use of Geochemical Data to Construct Geothermal Models of the Crust. (*Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 72, Issue 12, Supplement 1, p. A181.
- Correia, A. and Jones, F.W. (1995) - A magnetotelluric survey in a reported geothermal area in southern Portugal, *Proceedings of the World Geothermal Congress 1995*, 2, 927-931.
- Correia, A. and Jones, F.W. (1997) - On the existence of a geothermal anomaly in southern Portugal *Tectonophysics*, 271, 123-134.
- Correia, A. and Ramalho, E.C. (1999) - One-dimensional thermal models constrained by seismic velocities and surface radiogenic heat production for two main geotectonic units in Southern Portugal. *Tectonophysics*, 306, 261-268.
- Correia, A. and Safanda, J. (1999) - Preliminary ground surface temperature history in mainland Portugal reconstructed from borehole temperature logs. *Tectonophysics*, 306, 269-275.
- Correia, A. and Safanda, J. (2001) - Ground surface temperature history at a single site in southern Portugal reconstructed from borehole temperatures. *Global and Planetary Change*, 29, 155-165.
- Correia, A. and Safanda, J. (2002) - Geothermal modeling along a two-dimensional crustal profile in Southern Portugal. *Journal of Geodynamics*, 34, 47-61.
- Correia, A., Espírito Santo, T.R. and Mendes Victor, L.A. (1988) - Geothermal resources assessment - Portugal, in: Haenel, R. and Staroste, E. (eds.), *Atlas of the Geothermal Resources in the European Community, Austria and Switzerland*, Commission of the European Communities, Verlag Th. Schaefer, Hannover, 110 plates, 74 pp.
- Correia A. *et al.* (2002) - "Portugal" in "Atlas of the Geothermal Resources in Europe". Publication No. EUR 17811 of the European Commission.
- Correia, A., Jones, F.W., Dawes, G.K. and Hutton, V.R.S. (1993) – A magneto-telluric deep crustal study in south-central Portugal, *Studia Geophysica et Geodaetica*, 37, 331-344.
- Fernandez, M., Marzan, I., Ramalho, E. and Correia, A. (1998) - Heat flow and lithospheric thermal regime in the Iberian Peninsula. *Tectonophysics*, 291, 29-53.
- Lachenbruch, A.H. (1968) - Preliminary geothermal model of the Sierra Nevada. *Journal of Geophysical Research*, 73: 6977-6989.
- Muffler, P. and Cataldi, R. (1978) - Methods for regional assessment of geothermal resources. *Geothermics*, 7, 53-89.
- Ramalho, E.C. e Correia, A. (2006) - Contributo para a caracterização da crosta em Portugal Continental. Análise e processamento de dados geotérmicos compilados até 1996. Relatório Interno do INETI, 32 pp.
- Roy, R.F., Blackwell, D.D. and Birch, F. (1968) - Heat generation of plutonic rocks and continental heat flow provinces. *Earth and Planetary Science Letters*, 5: 1-12.
- Safanda, J., Correia, A., Majorowicz, J., and Rajver, D. (2002) - Inverse method for reconstruction of ground surface temperature history from borehole temperatures. In: *Geothermal / Dendrochronological Paleoclimate Reconstruction across Eastern Margin of Euroasia, Proceedings 2002 of the International Matsuyama Workshop* (M. Yamano, T. Nagao and T. Sweda (eds.)), 163-178.
- Safanda, J., Rajver, R., Correia, A., and Dedecek, P. (2007) - Repeated temperature logs from the sites of the Czech, Slovenian and Portuguese borehole climate observatories. *Climate of the Past*, 3, 453-462.